Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern

Autor(en): **Nussbaum, F.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern**

Band (Jahr): **- (1921)**

PDF erstellt am: **28.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-319288

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

F. Nussbaum.

Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern.

(Mit acht Abbildungen).

Vorgetragen am 24. April 1920 unter Vorweisung einer vom Verfasser entworfenen Moränenkarte im Masst. 1:25.000.

EINFÜHRUNG.

Ueber dieses Gebiet besteht bereits eine umfangreiche Literatur; sie geht, soweit sie das Diluvium anbetrifft, auf das Jahr 1918 zurück. Die ältere Literatur ist zum grössern Teil in der von A. Baltzer verfassten, ausgezeichneten Monographie «Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern», die im Jahr 1896 mit einer geolog. Exkursionskarte (von Jenny, Baltzer und Kissling) erschien, aufgeführt und verarbeitet.

Im folgenden Jahrzehnt sind Arbeiten über Diluvialbildungen des bernischen Mittellandes von F. Antenen und B. Aeberhardt erschienen, und Ed. Brückner vermochte in diesem Gebiet neue morphologische Probleme aufzustellen (Lit. 35, S. 471—600).

Zahlreiche Schürfungen, verursacht durch neue Weg- und Bahnanlagen und andere Tiefbauten, gaben Gelegenheit zu erneuten Beobachtungen.

In den Jahren 1906—1908 hat der Verfasser die glazial-geologischen und morphologischen Verhältnisse des nördlichen bernischen Mittellandes untersucht und hierauf seine Forschungen auch auf den südlichen Teil, speziell auf das Jungmoränengebiet des Aaregletschers ausgedehnt (vergl. Lit. 25, 29, 32, 33, 34).

Seit 1914 hat sodann Ed. Gerber mehrmals über Tertiär- und Quartärbildungen des gleichen Gebietes berichtet. (Lit. 17, 18, 19, 20.)

Ueber eine ganze Reihe von Fragen gehen die Meinungen der Forscher stark auseinander. Zu den umstrittenen Problemen gehören:

a. Die Gestaltung der präglazialen Landoberfläche;
b. Talbildung und Erscheinungen der Uebertiefung im Aare- und im Gürbetal;

c. Die Anzahl der Eiszeiten im Aaregebiet;
d. Bildungen der Riss-Eiszeit.
e. Die Rückzugsphasen und -Stadien des Aaregletschers in der letzten Eiszeit.
f. Flussverlegungen im Moränengebiet.

Der Verfasser hofft, in der vorliegenden Abhandlung einen Beitrag zur Lösung dieser Probleme zu geben und bedauert, wegen Raummangel zu einer sehr knappen Darstellung gezwungen zu sein[1]).

I. Die Gestaltung der präglazialen Landoberfläche.

Die präglaziale Landoberfläche glaubt Ed. Brückner als eine gegen den Alpenfuss ansteigende Abtragungs- oder Rumpffläche zu erkennen; sie liege östlich und westlich des Aaretales bei Worb und am Ulmizberg in 900 m und steige mit 10—12 ‰ gegen Süden auf 1100 m bei Röthenbach und Eggiwil und auf 1050 m beim Gurnigelbad an (vergl. Lit. 35, p. 472).

Die von Brückner angegebenen Höhenwerte scheinen mir etwas zu hoch gegriffen zu sein — namentlich die der Umgebung von Bern. — Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der präglazialen Landoberfläche ergeben sich aus hochgelegenen Terrassen und aus den Längsprofilen von stufenförmig einmündenden Seitentälern.

Die zu beiden Seiten der Doppeltalung (Aare- und Gürbetal) aufragenden Molasseberge dachen sich mit ihren z. T. breiten Rücken ziemlich gleichmässig gegen Norden hin ab. Diese Abdachung, deren mittlere Neigung, von der 1393 m hohen Blume nach der 966 m hohen Wegissen gemessen, 16 ‰ beträgt, entspricht nun nicht einer Schichtfläche, sondern ist eine Folge der Abtragung; denn, wie das Profil 1 zeigt, sind die Schichten gefaltet und werden von der Abdachungsfläche geschnitten.

Damit soll nicht gesagt sein, dass diese der präglazialen Rumpffläche entspräche; wir haben es hier eher mit dem obern Denu-

---

[1]) Die im Text gebrauchten Bezeichnungen der vier andernorts nachgewiesenen Eiszeiten sind der Nomenklatur von Penck und Brückner entnommen (Lit. 35).

Eiszeiten		entspr. Ablagerungen:
1. Eiszeit	— Günz-Eiszeit	— älterer Deckenschotter.
2. Eiszeit	— Mindel-Eiszeit	— jüngerer Deckenschotter.
3. Eiszeit	— Riss-Eiszeit	— Altmoräne und Hochterrasse.
4. Eiszeit	— Würm-Eiszeit	— Jungmoräne und Niederterrasse.

dationsniveau einer aus gleichmässigem Gestein aufgebauten Erosionslandschaft zu tun[1]).

Die meisten Molasseberge, die sich im Osten und Westen unseres Gebietes erheben, bilden flach gerundete Rücken und Kuppen; diese fallen mit sanft geschwungener, nach unten flach auslaufender Linie zu meist breiten Terrassen ab, die als Erosionsformen aufzufassen sind. Diese Terrassen liegen nun 120 bis 300 m über den heutigen Talsohlen und fallen vielerorts sehr steil zu diesen ab. Der Lage und Gestaltung nach dürften diese Terrassen mit den über sie sanft emporsteigenden Rücken als die erhaltengebliebenen Reste der präglazialen Landoberfläche zu betrachten sein.

Auf gut erhaltene Reste dieser Landoberfläche — hochgelegene, breite Terrassen — im Röthenbach- und Emmegebiet habe ich in einer früheren Arbeit hingewiesen (Lit. 28, S. 18). Solche finden sich bei

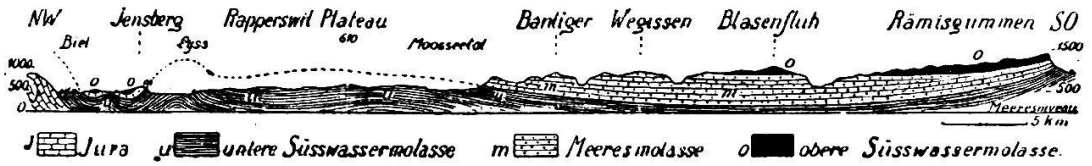


Fig. 1. Geologisches Querprofil durch das bernische Mittelland (2,5 mal überhöht).

Eggiwil in 890—900 m und bei Röthenbach in 940 m. Entsprechende Terrassen treffen wir in den Berggruppen des Rämisgummen und der Blasenfluh an; hier, wie überhaupt im Emmegebiet, fallen diese Terrassen stellenweise mit Denudationsterrassen zusammen.

Auf der Süd- und Südwestseite der Blasenfluh treten breiter ausladende, hohe Terrassen, die steil zu den Talfurchen abfallen, in 850, 880 und 920 m auf. Man beachte hier die geradezu stufenförmig in die grösseren, tiefeingeschnittenen Bachtäler einmündenden Seitengräben, z. B. nördl. Zäziwil und Rünkhofen. Das an der Westseite eingeschnittene Tal von Arni bietet mit seiner breiten, in 830 bei 850 m gelegenen Talsohle und den sanft abfallenden, ausserordentlich regelmässig abgeböschten Abhängen alle Merkmale einer gealterten Erosionslandschaft, wie sie bereits in der Präglazialzeit bestanden haben dürfte. Dass die breite, teilweise versumpfte Talsohle durch Zuschüttung infolge Verbauung durch vorgelagerte Moräne gebildet wurde, ändert an der geäusserten Auffassung nichts;

[1]) Vergl. hierüber A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894, II., S. 161.

denn die Zuschüttung erstreckte sich im wesentlichen auf die in der Diluvialzeit entstandene jugendliche Talrinne.

Auch an der Westseite der Wegissen treffen wir zwei ähnlich beschaffene «gealterte Erosionslandschaften» an, nämlich bei Bangerten und bei Utzigen: Auch hier je eine durch Zuschüttung stark verebnete Talfläche in 800 und 750 m; auch hier die sanft ansteigenden Böschungen der breitrundlichen Rücken. Dem Niveau der Ausgänge dieser beiden stufenförmig mündenden Seitentäler des Worblentales entsprechen hochgelegene Terrassen zu beiden Seiten des Lindentales und am Südabhang des Bantigers bei Ferrenberg in 700 und 750 m, ferner die breite, sanft gerundete Hochfläche des Dentenberges (vergleiche Fig. 2).

Dieser tafelbergförmigen Erhebung entspricht westlich der Aare der Belpberg, dessen 800 m hoch gelegene Fläche mit einer Nagel-

Fig. 2. Orographisches Profil: Zingg-Dentenberg-Bantiger. 2,5 mal überhöht.

fluhbank zusammenfällt und in der Mitte durch mächtige Moränenwälle erhöht worden ist (vergl. Lit. 10, Tafel XVI). Aber die über der Nagelfluhbank fehlenden Molasseschichten, deren Fortsetzung im Osten und Westen auf den benachbarten Erhebungen in 1050 und 1100 m Höhe festgestellt worden ist, sind durch präglaziale Abtragung entfernt worden: Die tafelförmige Hochfläche des Belpbergs stellt demnach einen Rest der präglazialen Landoberfläche dar.

Dieser gehört auch die breite Längenberg-Terrasse an, auf der in 830 und 840 m die kleinen Dörfer Englisberg, Zimmerwald und Niedermuhlern liegen und deren Oberfläche durch Auflagerung von Moränen stellenweise nicht unbeträchtlich erhöht worden ist. Diese breite Terrasse steigt gegen Süden wiederum mit Moränenbedeckung, auf 900 m bei Rüeggisberg an. Hier ist diese Höhe durch die west-östlich gerichtete schmälere Terrasse gegeben, auf der das genannte Dorf und die Weiler Mättiwil, Tromwil und Hasle stehen und die steil zum Talzug Riggisberg-Rohrbach abfällt. Südlich davon treffen wir am Nordabhang der Giebelegg Terrassen in 930 bis 940 m an (Holenweg). Am Nordhang des Gurnigels liegt eine breit ausladende

Terrasse vor, die sich von 1100 auf 960 m senkt und von mehreren engen, tiefeingeschnittenen Bachgräben durchfurcht ist. Diese Terrasse besteht zum grössten Teil aus weichen Schichten der untern Süsswassermolasse, die hier mit 30—35° gegen SO einfallen; sie werden von der Terrassenfläche geschnitten.

Nördlich von Thun treffen wir breite, hochgelegene Terrassen zu beiden Seiten der schmalen Talfurchen der Zulg, der Rotachen und des Diessbachgrabens an; sie bestehen teils aus Fels, teils aus Diluvialschutt. Das häufige Vorkommen von steil bis senkrecht abfallenden Felswänden an den engen, tieferen Taleinschnitten, die stets eine schmale V-Form besitzen, bezeugt uns die Jugendlichkeit dieser Talformen, die im Gegensatz stehen zu den höheren sanfter geböschten, breiten Talöffnungen. Die hochgelegenen Terrassen zeigen ein gegen Westen gerichtetes Gefälle; so finden wir an der Zulg die folgenden Werte: bei Oberlangenegg 920 m, Unterlangenegg 860 m, Bach 840 m, Hartlisberg 802 m. Im Tal der Rotachen: westl. Badhaus 900 m, Ei 850 m, Reben (s. Bleiken) 800 m.

Gute Anhaltspunkte zur Bestimmung der präglazialen Talsohle des Aaretales in der Umgebung von Thun lassen sich am Blumen-Massiv gewinnen: Hier haben wir ältere, gut ausgereifte Tal- und Bergformen in der Höhe, unterhalb 900 m dagegen jugendliche Formen: steile Hänge und enge, schluchtenförmige Bachtäler mit starkem Gefälle. Im Längsprofil zeigen die grösseren Bachtäler, die radial vom Hauptgipfel ausgehen, einen ausgeglichenen Mittel- und Oberlauf und einen stark z. T. stufenförmig abfallenden Unterlauf. Zeichnet man die Längsprofile des Teuffentales, des Riederengrabens und des Goldiwilgrabens, so erhalten wir aus der verlängerten Mittellauflinie eine Sohlenhöhe der Mündung von 850 m; der gleiche Wert ergibt sich aus dem Längsprofil der Zulg (vergl. Lit. 28, S. 56). Zu einer ehemaligen Talsohlenhöhe von 860 m gelangen wir westlich von Thun, nach den Mittellaufstrecken des Lindentalbachs und des Fallbachs ermittelt (an der Gürbe 880 m).

Wir erhalten demnach für das präglaziale Aaretal eine Sohlenhöhe von 850 m in der Gegend von Thun, von 800 m beim Belpberg und von 750 m in der Gegend von Bern. (Das starke Gefälle von 4‰ wäre durch ungleiche Hebung des Alpenkörpers zu erklären.) Unser Gebiet wies in der Präglazialzeit die Züge einer gealterten Erosionslandschaft mit breiten Talsohlen und sanft ansteigenden, regelmässig abgeböschten Erhebungen auf.

II. Talbildung, Erscheinungen der Uebertiefung im Aare- und Gürbetal.

Die beiden parallel zu einander verlaufenden Talzüge, Aare- und Gürbetal, zeigen deutliche Merkmale der Uebertiefung.

1. Im Aaretal.

Nach den im ersten Abschnitt vorgebrachten Erörterungen über die vermutlich präglazialen Mündungen einiger Seitentäler beträgt die Uebertiefung des Aaretales bei Thun 290 m, von der heutigen Talsohle, einer Aufschüttungsfläche, aus berechnet; rechnen wir noch die nach der Tiefe des Thunersees geschätzte, wohl 160 m ausmachende Schuttmasse hinzu, so erhalten wir einen Betrag von 450 m.

Dieser Betrag der Uebertiefung ist jedoch nur zum kleineren Teil auf Rechnung der Gletschererosion zu setzen, wie aus den folgenden Feststellungen hervorgehen dürfte:

Die Talbildung unseres Gebietes hat sich in mehreren Stadien oder Zyklen vollzogen, und zwar lassen sich Talformen von drei Zyklen erkennen. Dem ältesten rechne ich die Reste der präglazialen Landoberfläche zu. Der jüngste liegt im heutigen Flussbett; dazwischen finden sich Formen des mittleren Zyklus als Talterrassen. Es frägt sich nun, wie sich diese Zyklen zeitlich festlegen lassen. Zu dieser Bestimmung liefert uns das Aaretal zwischen Thun und Bern Anhaltspunkte. Hier finden wir zu beiden Seiten und im Niveau des Talbodens Diluvialbildungen, namentlich Schotter, die von Moränen der letzten Eiszeit überdeckt sind und deren Ablagerung man in die Riss-Eiszeit verlegt.

Demnach war hier das Aaretal vor der Riss-Eiszeit wenigstens bis auf seine heutige Tiefe ausgewaschen; bei Bern dürfte es noch tiefer gewesen sein, wie wir vernehmen werden. Dieser Schluss stimmt nun durchaus mit den Ergebnissen geologisch-morphologischer Untersuchungen in anderen Tälern der mittleren und nördlichen Schweiz überein (vergl. Lit. 15 und 23).

Talterrassen, die um 50—100 m über die gegenwärtigen Talsohlen aufragen, müssten demnach von einem früheren Talboden, dem sog. Mindeltalboden, herstammen. Dieser ist in der Nord- und Ostschweiz längst erkannt worden; er ist, weil mit Fluvioglazial der zweiten Eiszeit (Mindel) bedeckt, offenbar in der ersten Interglazialzeit entstanden.

Auch im Aaretal lässt sich der Mindeltalboden nachweisen; ihm möchte ich zunächst die Terrassen zurechnen, die sich beim Ausgang des Kiesentals in 620—630 m zwischen Herbligen und Oberwichtrach ausdehnen und sich auch östlich Niederwichtrach in gleicher Höhe vorfinden.

Diesem Niveau ordnen sich ferner die abgerundeten Molassehügel beim Ausgang des Rotachentales, zwischen Heimberg und Oppligen, und die breite Talöffnung östlich Tägertschi ein, die wohl ehemals vom Kiesenbach durchflossen wurde.

Auf der linken Talseite finden wir in gleicher Höhe (630—650 m) eine Terrasse, auf der das Dorf Gerzensee steht und die sich nordwärts bis zur Mündung des Marbachgrabens hinzieht; sie liegt über einer mächtigen Nagelfluhbank.

Eine auffallend breite Terrasse lässt sich in rund 580—600 m Höhe nördlich Tägertschi und Münsingen gegen Muri und Gümligen hinab verfolgen. Sie besteht zum grösseren Teil aus Ablagerungen der Riss- und der Würm-Eiszeit. Im Sockel steht jedoch Molasse an; solche tritt an der Aare bei Allmendingen, im Hünliwald und im Birchiwald bei Gümligen (hier in 580 m) zutage. Unweit davon wurde bei einer Bohrung die Molasse erst in 40 m Tiefe unter Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten angetroffen. (Lit. 18). Wir haben es hier im ganzen mit einer breiten, zerschnittenen Talterrasse zu tun, die vor der Riss-Eiszeit existiert haben dürfte.

In mehreren Seitentälern der Aare lassen sich ebenfalls Formen dreier Erosionszyklen nachweisen, so in den Tälern des Diessbachs, der Rotachen, der Zulg und des Blumen-Massivs.

Die genannten Seitentäler sind als Engtäler in die präglazialen breiten Talöffnungen eingeschnitten, und zwar zeigen sie unterhalb der breiten, alten Talterrassen eine normale V-Form, die mit immer steileren Hängen in eine ausgesprochene Schlucht übergeht. An einigen Stellen ist die Schlucht in schmälere Terrassen eingeschnitten, die als Reste des Mindeltalbodens zu deuten sind, so an der Zulg östlich Steffisburg in 650—700 m. Wo die Talschluchten in anstehenden Fels eingeschnitten sind, handelt es sich offenbar um postglaziale Tiefenerosion. An mehreren Orten, so am Diessbach und an der Rotachen, finden wir jedoch jüngeres Diluvium bis zum Flusspiegel hinab; hier muss das Tal vor der letzten Eiszeit entstanden sein: Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit im gleichen Tal lässt uns an epigenetische Talbildung denken; solche ist beispielsweise an Rotachen-Zulg nachweisbar.

Nehmen wir nach den angeführten Tatsachen bei der Mündung des Kiesenbachs für das Aaretal der ersten Interglazialzeit eine Sohlenhöhe von 620 m an und geben ihm ein dem heutigen Tale entsprechendes Gefälle, so gelangen wir in der Umgebung von Bern auf 570 bis 580 m. Dieser Höhe entsprechen nun nördlich der Stadt aufragende Molasseflächen auf dem Breitenrain und bei der Enge; das dazwischenliegende gegenwärtige, postglaziale Tal der Aare ist grösstenteils in Molasse eingeschnitten. Der Mindeltalboden setzt sich nordwärts über Zollikofen und Münchenbuchsee fort; hier wird die Molasse in 560 und 550 m von alten Schottern überlagert; dem gleichen Niveau ordnet sich das Rapperswilplateau ein.

Fassen wir zusammen:

Im Aaretal tritt die Erscheinung der Uebertiefung nur im südlichen Teil auf. Die Steilheit der unteren Abhänge der östlichen Molasseerhebungen (namentlich des Blumen-Massivs) und die Beckenform des Thunersees sprechen für glaziale Erosion. Dagegen lassen sich im mittleren und nördlichen Teile die Talformen vorwiegend durch Flunerosion erklären. Immerhin erscheint die Breite des alten Aaretales in sehr auffallendem Gegensatz zur Enge und Steilheit mehrerer Seitentäler. Diese Erscheinungen liessen sich am einfachsten deuten, wenn man starke Vertiefung und Verbreiterung des Haupttales durch Gletscher annähme. Doch spricht das Vorkommen der beträchtlichen Riss-Schotter im Aaretal gegen eine starke Gletschererosion der letzten Eiszeit in diesem Talabschnitt. Das Verhältnis zwischen dem breiten Haupttal und den engen Seitentälern erscheint demnach noch wenig abgeklärt.

2. Im Gürbetal.

Deutlicher als das Aaretal zeigt das Gürbetal Erscheinungen der Uebertiefung; vor allem fällt die stellenweise gut ausgesprochene Trogform dieses Talzuges auf, dessen Gestaltung nicht der Gürbe allein, sondern auch andern Flüssen und den diluvialen Gletschern zugeschrieben werden muss, in erster Linie der Kander und der Simme und sodann dem Kandergletscher. Kander und Simme sind in den Eiszeiten jeweilen durch den Aaregletscher dort hinab abgelenkt worden, der, entsprechend seinem viel grössern und höhern Einzugsgebiet, jeweilen die Gegend von Thun vor den Seitengletschern erreicht hat.

In den trogförmigen Gürbe-Talzug münden mehrere Seitenbäche mit gut entwickelter Stufe ein, so der Lindentalbach bei Niederstocken, der Fallbach bei Blumenstein, die Gürbe, der Lieneggbach, der Oelebach bei Wattenwil, der Giebelbach und endlich der Mühlebach bei Mühlethurnen. Nach den verlängerten ausgeglichenen Mittellaufstrecken erhalten wir folgende Beträge der Uebertiefung: Lindental 200 m, Fallbach 180 m, Gürbe 250 m, Lieneggbach 230 m, Oelebach 180 m, Giebelbach 160 m und Mühlebach 100 m (s. Fig. 3).

Der bedeutend geringere Betrag beim Mühlebach rührt von dem Umstand her, dass die Mittelläufe der erstgenannten Bäche auf die

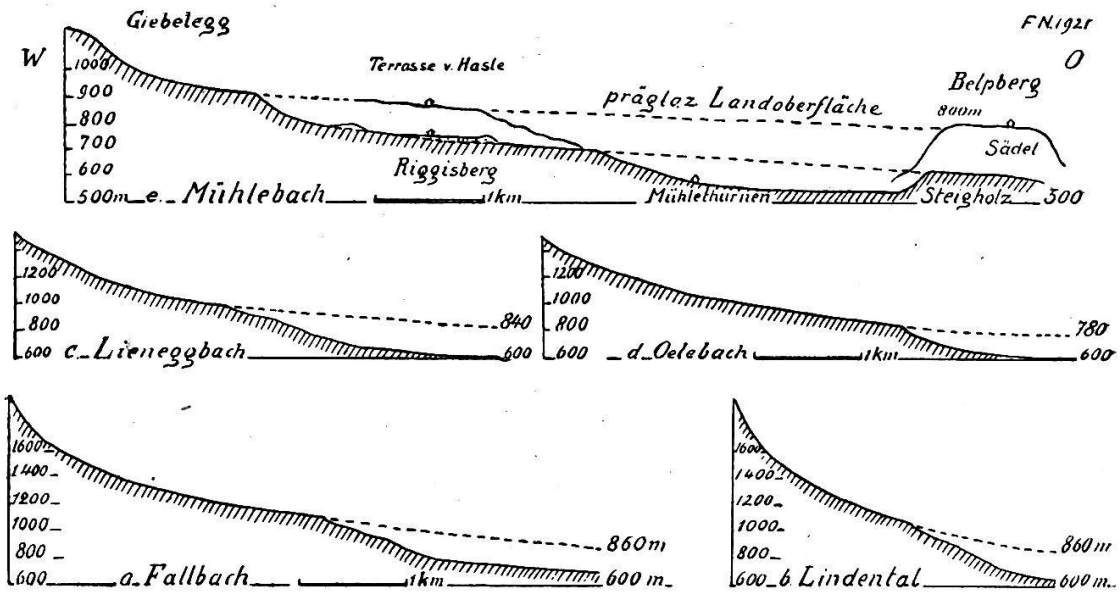


Fig. 3. Längsprofile durch Seitentäler der Gürbetalung.

präglaziale Talsohle hinausführen, während der Mittellauf des Mühlebachs schon bedeutend unter die präglaziale Landoberfläche eingeschnitten ist. Er führt vermutlich auf den Mindeltalboden hinaus. Ein solcher lässt sich jedoch in Terrassenform im Gürbetal nicht einwandfrei nachweisen; dagegen führt der ausgeglichene Lauf des Mühlebachs auf die breite Molassehügelzone hinüber, die sich östlich des Gürbetales erhebt. Sie besteht aus mehreren abgerundeten Hügeln von 700 bis 750 m Höhe, zwischen denen breite Einsattelungen in west-östlicher Richtung und in 620 bis 650 m Höhe liegen. Verlängert man den Lauf des Mühlebachtales, so gelangt man auf die Einsattelung bei Steigholz, westlich Kirchdorf, in deren Fortsetzung der Gerzensee liegt. Auch in der Verlängerung von Giebelbach und

Gürbe finden wir entsprechende Einsattelungen; so gelangt man von der Gürbe ohne Richtungsänderung nach der Depression südlich des Riedhubels, in der in 650 m Höhe der Dittligersee liegt.

Es ist demnach wahrscheinlich, dass noch in der ersten Interglazialzeit die Gürbe und ihre Zuflüsse den Weg in östlicher Richtung gegen die Aare genommen haben.

Ein weiterer Umstand, der für die diluviale Entstehung des Gürbetales spricht, ist die eigentümliche Lage der Wasserscheide zwischen Gürbe und Schwarzwasser; sie verläuft unsymmetrisch zwischen den beiden Flüssen, und zwar ganz nahe dem Gürbetal entlang über den östlichsten Teil des Gurnigels, der Giebelegg und des Längenbergs. In zwei Tälern finden wir sogar Talwasserscheiden, nämlich bei Riggisberg und bei Rüti, nördlich und südlich der Giebelegg. Die beiden Talzüge, die sich sowohl gegen Osten als gegen Westen entwässern, liegen im Streichen gleichartiger Molasseschichten. Beim Talzug von Rüti befindet sich die Wasserscheide ganz im Osten, hart an der Trogschulter des Gürbetales im unmittelbaren Bereich der Würm-Moränen. Die bei beiden Talzügen ausgesprochene Verästelung und das ausgeglichene westliche Gefälle sprechen für ausgereifte Talbildung, zu der die Formen des Gürbetales in schroffem Gegensatz stehen.

Aehnliche Verhältnisse treffen wir auf dem Längenberg in den Gebieten des Bütschelbachs und Scherlibachs an.

Die gesamte Längserstreckung des Talzuges von Reutigen bis Belp beweist, dass das Tal zeitweise von einem grossen Alpenfluss durchströmt wurde, von der vereinigten Kander und Simme; diesem Fluss, der durch den Aaregletscher auf dessen linken Flanke gedrängt wurde, ist wohl auch die erste Anlage des ganzen Talzuges zuzuschreiben [1]). Während wir jedoch in andern durch solche Gletscherrandflüsse entstandenen sog. Trockentälern noch heute Biegungen und Mäanderformen mit Steil- und Böschungsufern unterscheiden können, in den Tälern von Krauchtal und Wynigen, ist dies im Gürbetal nicht der Fall; solche Formen fehlen hier vollständig; sie dürften ehemals vorhanden gewesen sein. Wir kommen daher zum Schluss, dass das zuerst von Flüssen ausgewaschene enge Tal durch die Gletscher ganz erheblich verbreitert worden ist; auch die auffallende Gleich-

[1]) Die Vereinigung des Gürbetales mit dem Aaretal bei Belp führt uns zur Annahme, dass sich in der Präglazialzeit zwischen Belpberg und Längenberg ein kleines Seitental, dessen Ursprung etwa westlich Toffen lag, nach Norden gesenkt hat.

mässigkeit in der Längsrichtung spricht für energische Gletschererosion. «Das Gürbetal hat in hohem Masse die Gestalt, wie sie ein Gletscher, wenn er aushobelnd durch ein schon vorhandenes Tal geht, erzeugen muss», sagt A. Baltzer (Lit. 10, p. 110).

Beschleunigte Tiefenerosion der Flüsse und Verbreiterung durch die Gletscher haben demnach die Trogform und die Uebertiefung des Tales bewirkt.

Durch auffallende Breite und Trogform zeichnet sich ferner das Worblental zwischen Worb und Deisswil aus. Mehrere kleinere Seitenbäche münden stufenförmig in dieses Tal ein, durch das sich in der Eiszeit mächtige Eismassen des Aaregletschers hinabbewegt haben. Auch hier haben wir an Erosionswirkung eines grossen Gewässers, eines der Flanke des Gletschers entlang fliessenden Schmelzwasserstromes, und der nachher vorstossenden Gletschermassen zu denken.

Da nach den Beobachtungen im Aaretal die Gletschererosion der letzten Eiszeit dort nur einen geringen Betrag erreichte, so sind wir genötigt, für die stellenweise beträchtliche Talübertiefung entweder an lokal verstärkte Gletschererosion, infolge Zusammendrängung der Eismassen in engem Tal, zu denken oder die aushobelnde Wirkung mehrerer Eiszeiten heranzuziehen.

Wahrscheinlich treffen für unser Gebiet, speziell für das Gürbetal, beide Annahmen zu. Als Beweise für die sog. Mindel-Eiszeit im Aaregebiet glaube ich die alten Schotter ansehen zu sollen, die sich auf den Plateaus nördlich und westlich Bern [1]) zwischen Sense, Saane, Aare, Urtenen und Lyssbach ausdehnen und deren Auflagerungsflächen mit der Höhe des Mindeltalbodens in der Umgebung von Bern übereinstimmen.

Eingehendere Beobachtungen über Beschaffenheit, Lagerungs- und Gefällsverhältnisse der nordwestlich und nördlich von Bern

[1]) Westlich von Bern finden wir entsprechende, meist zu Nagelfluh verkittete und von Rhonegletschermoräne bedeckte Aareschotter an folgenden Stellen des Forstplateaus: auf dem Rehhaghügel, beim Wangenbrüggli, südl. Nied.-Wangen, nördl. und westl. Ober-Wangen, östl. Eichholz, auf der Landgarben bei P. 639 und 615, südl. und südwestl. Matzenried im Thumholz, nördl. und westl. Heitern, zwischen Heitern und Bramberg bei P. 637, bei Bramberg, bei Hegidorn in 644 m von älterem Habitus, von jüngerem bei Oberei in 600 m. Die Schotterdecke hat nicht einheitlichen Charakter; es kommen ältere und jüngere Bildungen vor; zu den letzteren gehören wahrscheinlich auch die Aareschotter des Könizbergwaldes und des Bannackers von Köniz. Lockerer Schotter nordöstlich Mäderforst in 567 und 570 m im Gäbelbachtal enthält Rhonegerölle.

gelegenen sog. «Plateau-Schotter» hat der Verfasser in andern Arbeiten niedergelegt (vergl. Lit. 25—31 und 34).

In diese Schotter- und Plateauflächen sind die heutigen Täler nun 90—140 m tief eingeschnitten; auf mindestens gleiche Tiefe waren die grossen Flusstäler bereits vor der Riss-Eiszeit ausgewaschen.

III. Bildungen der Riss-Eiszeit.

In unserem Gebiet finden sich teils spärliche, teils mächtige Ablagerungen aus der Riss-Eiszeit; neben der Hochterrasse ist auch die Altmoräne, vertreten durch erratische Blöcke und Grundmoräne, vorhanden.

Nach der geographischen Verbreitung dieser Ablagerungen und mit Rücksicht auf bestimmte Talformen lassen sich verschiedene Phasen der Riss-Vergletscherung unterscheiden. Ja, es drängt sich die Frage auf, ob wir nicht auch in unserem Gebiet, wie es F. Mühlberg im Aargau getan (Lit. 23, S. 101), die Hochterrassenzeit von der Zeit der grössten Vergletscherung trennen sollten.

1. Anfangsphase (Hochterrassenzeit).

Zu diesem Gedanken werden wir namentlich durch den Nachweis älterer Talläufe in der Umgebung von Bern geführt. Hier sind nämlich die Verhältnisse recht eigenartig: In den breiten Mindeltalboden, von dem im zweiten Abschnitt die Rede war, scheinen ausser dem gegenwärtigen noch drei ältere, verschieden tiefe Flussläufe eingeschnitten zu sein, von denen der tiefste als der älteste zu betrachten ist. Dieser ungefähr 45—50 m tief unter die Sohle des heutigen Tales eingeschnittene Flusslauf ist im Weichbild der Stadt durch eine Reihe von Sondierungen und Bohrungen festgestellt worden, die bei Anlass von Brückenbauten und Brunnenanlagen gemacht wurden und über die bereits A. Baltzer (Lit. 10, S. 34) und Ed. Gerber (Lit. 18) berichtet haben. Nördlich von Bern, bei Worblaufen und Steinibach, verrät das im Flussspiegel der Aare an Steilufern vorkommende Diluvium die nördliche Richtung des alten Tallaufes. Diese Tatsache wird durch Brunnenbohrungen am Moosseedorf, in Jegenstorf und bei Mattstetten bestätigt.[1]) Die

[1]) Brunnenbohrungen wurden seinerzeit, nach freundl. Mitteilung von Dr. F. König, Arzt, in Jegenstorf an zwei Orten 80 bis 100 Fuss und bei Mattstetten bis 90 Fuss Tiefe gemacht, ohne auf Fels zu stossen; man durchstiess Moräne und kam dann durch Schotter. Ueber die Bohrung am Moosseedorfsee siehe Lit. 17, S. 192.

angegebene Richtung entspricht der Lage des Mindeltalbodens, für den von Bern aus ein nördliches Gefälle nachgewiesen wurde. Die Entstehung des tiefen Flusslaufes muss, in Uebereinstimmung mit entsprechenden Erscheinungen der nördlichen und östlichen Schweiz, in der zweiten Interglazialzeit angenommen werden.

Der am wenigsten tiefe, jüngere Tallauf ist durch gut ausgebildete Felsterrassen nachweisbar, die 15—20 m über dem heutigen Aarespiegel liegen und sich mit gleichmässigem Gefälle vom Kirchenfeld weg erst gegen Norden über die Halbinsel von Bern, die Lorraine und nach Reichenbach, dann gegen Westen über Wohlen bis Wileroltigen hin verfolgen lassen; sie sind überall von Diluvium bedeckt,[1]) und zwar werden die unmittelbar die Terrassen überlagernden Bildungen als Fluvioglazial der jüngeren Riss-Eiszeit angesprochen (Lit. 10 u. 17), die stellenweise von Würm-Moräne überlagert sind. Auch im Seeland finden wir auf einem etwas über die heutige Talsohle aufragenden Molassesockel liegende jung-risseiszeitliche Schotter, die aus Geröllen der Aare und der Rhone bestehen (Lit. 25 und 31).

Demnach bestanden vor Ende der Riss-Eiszeit bereits zwei verschieden gerichtete und verschieden tiefe Aareläufe bei Bern, die beide jünger sein müssen, als die Mindel-Eiszeit. Wie lässt sich ihre Bildung erklären?

Während der zweiten Interglazialzeit hatte die Aare in dem neu und sehr tief eingeschnittenen Tal die Richtung gegen Norden inne. Eine Ablenkung gegen Westen konnte bei der grossen Tiefe des Haupttales nicht durch Abzapfung eines vom Seeland rückwärts erodierenden kleineren Flusses erfolgen. Der wohl nur durch eine mechanische Ursache bewirkten Ablenkung nach Westen ging offenbar eine sehr beträchtliche Erhöhung des Flussbettes voraus.

Eine solche Erhöhung ist nun im unteren Aaretal durch eine sehr mächtige Aufschüttung der Hochterrasse nachgewiesen worden; sie beträgt nach F. Mühlberg (Lit. 23, S. 101) bei Brugg 120 bis 140 m, nach O. Frey (Lit. 15, S. 68) bei Aarau 75 m. Dementsprechend musste die Aare talaufwärts ebenfalls ihr Bett mit Geschiebe aufschütten. Tatsächlich lassen sich oberhalb Aarburg bis in die Gegend von Bern derartige Schotterbildungen der Aare nachweisen, die stellen-

---

[1]) Schotteraufschlüsse finden sich südl. Worblaufen, auf der Engehalbinsel, bei Reichenbach, bei der Felsenau, der Neubrück, unterhalb Wohlen bei Leubach-Schür und Wileroltigen, Osthang Grossholz.

weise 10 bis 15 m über die heutige Talsohle aufragen; solche Schotter finden wir zunächst im Gäu unterhalb Aarwangen bei Niederbuchsiten nnd Kestenholz, hier von Riss-Moräne des Rhonegletschers überlagert (Lit. 29, S. 23), ferner bei Langenthal, westlich Aarwangen und Bannwil, südl. Walliswil-Wangen und südl. Herzogenbuchsee (Lit. 29, S. 24), sodann westlich der untern Emme bei Fraubrunnen, Kernenried und Hindelbank.

Es bleibt zu untersuchen, ob diese Schotter, die zum Teil sicher fluvioglazialen Ursprungs sind, der Mühlberg'schen Hochterrasse entsprechen und ob wir für das Aaregebiet nicht auch eine Hochterrasseneiszeit anzunehmen hätten. Im Bejahungsfalle liesse sich die westliche Ablenkung der Aare am einfachsten durch den vorgestossenen Aaregletscher, ferner durch die Verschüttung des bisherigen nördlichen Aaretales erklären.

Wie dem auch sei, soviel steht sicher, dass das westlich gerichtete Tal vor Beginn der Riss-Eiszeit eine insbesondere in der Gegend von Bern ansehnliche Breite und allgemein ein ausgeglichenes Gefälle besass. Beide Merkmale zeugen für eine lange Dauer der Tiefen- und Seitenerosion.

Der dritte Aarelauf, der nach Ansicht von P. Arbenz (Lit. 6) vom Marzili weg unter dem Bremgartenwald gegen Hinterkappelen verläuft, ist mit Moräne und Schotter der letzten Eiszeit zugeschüttet und dürfte nach der Riss-Eiszeit entstanden sein. Das Vorkommen von Diluvium in der Sohle des gegenwärtigen Tales, über das schon Ed. Gerber berichtet hat (Lit. 17, S. 201), beweist, dass die Aare ihr Bett in der letzten Interglazialzeit bis unter den heutigen Flussspiegel vertieft haben muss.

2. Grosse Eiszeit (Riss-Eiszeit).

Ueber das Verhältnis von Aare- und Rhonegletscher während der Grossen Eiszeit ist man noch wenig unterrichtet. Der Rhonegletscher überdeckte das ganze westschweizerische Mittelland, und seine südliche Flanke verlief vom Nordabhang der Berra nach dem Gurnigel (in 1320 m Höhe) und von hier quer über das Aaretal, in dem der Aaregletscher lag, gegen Eggiwil, Langnau und den Napf (Lit. 9, 10 u. 26). Der Verfasser hat 1905 mehrere Rhoneblöcke am Nordabhang des Gurnigels festgestellt (Lit. 24, S. 25) und kürzlich solche bei Seftigschwand und am Südhang der Giebelegg bemerkt.

Der Aaregletscher wurde damals über die Wasserscheide zwischen Rotachen und Rötenbach hinübergedrängt und stieg an der Honegg und am Rauchgrat (Natersalp) bis 1200 m hoch empor, wie aus der von F. Antenen nachgewiesenen Verbreitung erratischer Blöcke hervorgeht (Lit. 3).

Aber dieser grosse Vorstoss dauerte nur relativ kurze Zeit; in einer späteren Phase nahm der Rhonegletscher eine bedeutend geringere Ausdehnung an. Lange noch übte er eine stauende Wirkung auf den Aaregletscher aus. Dieser reichte aus diesem Grunde unmittelbar nach dem Maximum der Riss-Eiszeit bis zu einer Höhe von 950—1100 m im Aaretal empor und lagerte Moränen, erratische Blöcke und Schotter an seinen beiden Flanken auf den breiten Molasserücken ab.

Auf der linken Flanke sind allerdings solche Ablagerungen spärlich. Eine dünne Schicht Grundmoräne, die die obersten Abhänge der Bütschelegg bis 1050 m hinauf bekleidet, und eine Schotterablagerung in 900 m nördl. Nieder-Bütschel dürften dem riss-eiszeitlichen Aaregletscher zugeschrieben werden. In dieser Gegend sind Walliser Gerölle und -Blöcke in den äussersten Aaregletschermoränen nicht selten.

Reichlicher als in der linken sind Ablagerungen des Aaregletschers der Riss-Eiszeit in der rechten Ufermoränenzone, östlich des Aaretales, vorhanden. F. Antenen hat in der Umgebung von Rötenbach Moräne, Fluvioglazial und erratische Blöcke in 950 bis 1000 m nachgewiesen (Lit. 3).

Oestlich Linden wird bei Jasbach verfestigter, riss-eiszeitlicher Aareschotter von Fluvioglazial der Würm-Eiszeit überlagert.

Erratische Blöcke des Aaregletschers liegen am Süd- und Westhang der Blasenfluh, nämlich bei Ob.-Reinsberg in 930 m, sodann im Schwendibachgraben in 840, 850, 900 und 940 m, ferner auf dem Rücken bei Blasen in 970 und 980 m; einige dieser Blöcke sind vor kurzem zerstört worden, ein Gneissblock liegt noch am Weg bei Q. 988. Erratische Aaregletscherblöcke finden sich auch im Gebiet der Wegissen, nämlich nordwestl. Walkringen bei G'stein in 860 bis 880 m, ein Quarzitblock liegt südl. Q. 912 am Waldrand der Dieboldshausenegg. Nördlich der Blockgruppe G'stein befindet sich bei der Auf der Wart (östl. Mühleweg) in 870 m ein Aufschluss von diluvialem Schotter. Möglicherweise wurden die auf der Baltzer'schen Karte angegebenen zahlreichen Blöcke auf dem Bantiger in 900—930 m damals abgesetzt.

Auffallend ist das Vorkommen von hochgelegenen, z. T. recht ansehnlichen Diluvialschottern in der Blasenfluhgruppe und im Kapfgebiet, s. Signau (Lit. 31, S. 798).

Diese Schotter, die ausschliesslich aus Geröllen der bunten Nagelfluh und aus Gesteinen des Berner Oberlandes bestehen, finden sich in verschiedenen Höhenlagen, so in der Blasenfluhgruppe in 880—956 m Höhe (s. Tannen 880 m, Gaisrücken 920—956 m, Löchlibad 900 m, Kratzmatt 880 m, Lindenscheuer 900 m, Hint. Siegenthal 890 m, Aetzlischwand 950 m). Noch grössere Niveauunterschiede treffen wir südl. Signau an, wie aus folgenden Vorkommnissen hervorgeht: Hasli 762 m, Bodmen 850—863 m, Vord. Furren 890 m, Hint. Furren-Kühweid 916—945 m und Hinteregg 1020—1034 m. Der Aufschluss südl. Tannen in 880 m zeigt Deltastruktur und Blockfacies mit gekritzten Geschieben; auch an andern Stellen wurde Deltastruktur beobachtet. Auffallend mächtig (wohl 30 m) ist der zum Teil verfestigte, stellenweise grobe Schotter auf dem Gaisrücken.

Andere vermutlich riss-eiszeitliche Schotter — sie sind zu löcheriger Nagelfluh verkittet und zum Teil von Würm-Moräne bedeckt — finden wir bei Ob. Lauterbach in 830 m, im Bantigental in 730 m und auf dem Grauholzberg im Bannholz in 770 m.

3. Rückzugsphasen.

In den Rückzugsphasen der Riss-Eiszeit wurden mächtige Schotter abgelagert, die sich im Aaretal, vom Thunersee weg talabwärts zu beiden Seiten bis zu der Talsohle, bei Bern und westwärts in 15—20 m Höhe über dem Aarespiegel vorfinden. Sie lassen sich bis ins Seeland hinab verfolgen, wo ähnliche Bildungen vorkommen (Lit. 25 und 31). Die bis 50 m mächtigen Schotter bei Bern — zuerst von Bachmann beschrieben — wurden von Baltzer als «Karlsruheschotter» bezeichnet und als fluvioglaziale Ablagerungen aufgefasst (Lit. 10, S. 85 u. 92).

Die in der Umgebung von Thun vorkommenden Schotter sind schon vor Jahren von Bachmann (Lit. 7) und Ed. Zollinger (Lit. 38) eingehend beschrieben worden. 1914 hat Ed. Gerber diese «älteren Aaretalschotter zwischen Spiez und Bern» geschildert (Lit. 17). Ich kann Gerbers Beobachtungen bestätigen und stellenweise ergänzen. Die meist verkitteten Schotter lassen sich fast ununterbrochen das ganze Aaretal hinab verfolgen; sie sind zweifellos älter als die letzte Eiszeit, doch zeigen sie nach Lagerung und Gesteinsbeschaffen-

heit einen wechselnden Habitus. Bald haben wir es mit rein fluviatilen Schottern zu tun, die zum guten Teil Deltastruktur aufweisen, bald mit fluvioglazialen Bildungen, die an verschwemmte Moräne erinnern. Deltastruktur finden wir: bei der Schönau, am Fahrhubel östl. Belp, bei Kirchdorf (hier stark sandig), an der Aare von Jaberg bis Uttigen, lagenweise bei Thungschneit, vor allem aber am Simme- und Kanderlauf oberhalb Strättligen. Wagrechte Schotter liegen hier und bei Uttigen-Jaberg über den schiefen Schichten, ferner bei Thungschneit, bei Oppligen und östl. Nd. Wichtrach im Bachgraben in 610—620 m, östl. des Gerzensees in 636 m und bei Rubigen; grober Schotter (Blockfacies und gekritzte Geschiebe) findet sich zwischen Kirchdorf und Uttigen am Südrand des Stöckliwaldes, bei Wichtrach, Münsingen und in 590—610 m zwischen Talgut und Gerzensee.

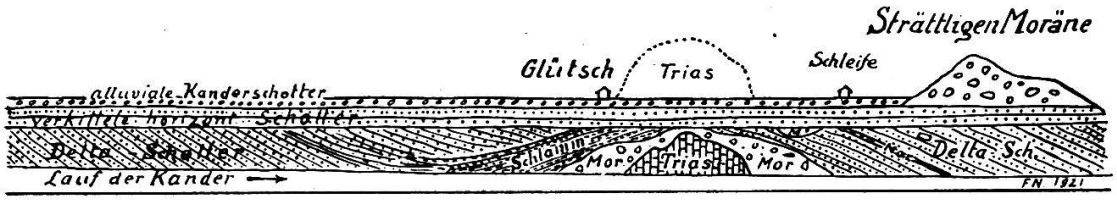


Fig. 4. Profil des linken Kanderufers bei Glütsch.

Im Kanderlauf und bei Thungschneit liegt unter mächtigen Schottern je eine Fossilien führende Schicht, die von Moräne unterteuft wird (Lit. 7, S. 87).

Vor Ablagerung des Schotters hatte die Aaretalsohle bei Jaberg und Uttigen eine Breite von 3000 m; die heutige Sohle ist hier nur 1250 m breit. Die gesamte Mächtigkeit des erwähnten Aaretalschotters betrug hier 100 m (heutige Talsohle nördlich Jaberg 536 m, Schotter östlich Gerzensee 636 m); dabei ist das Liegende im Flussniveau nirgends aufgeschlossen; bei Jaberg und Uttigen reicht der Schotter unter den Aarespiegel hinab.

Auch im Kandergebiet, zwischen Spiez und Wimmis, ist die Mächtigkeit des alten Schotters beträchtlich; auch dort reicht er bis 635 m hinauf.

Die grosse Verbreitung der Deltaschichten zwingt uns zur Annahme eines ehemaligen, um 40—60 m höheren Thunersees; über seine Ausdehnung, sein Alter und seine Entstehung gehen die Meinungen auseinander. Zollinger, der die Verhältnisse im Kandergebiet eingehend studiert hat, kommt (Lit. 38, S. 25) zu folgendem

Schluss: «Die Deltaschichten haben im Liegenden und Hangenden Grundmoräne. Wir müssen dieselben als interglaziale Bildungen bezeichnen.» A. Baltzer schliesst sich dieser Auffassung an (Lit. 11, S. 44), ebenso Ed. Brückner (Lit. 35, S. 575).

Im Gegensatz dazu bin ich zu der Ansicht gelangt, dass die Deltaschichten an der Kander und im Aaretal am Ende der Riss-Eiszeit in teils durch den Aaregletscher, teils durch Moränen und Schotter gebildeten Stauseen entstanden sind.[1]) Begründung:

a) Die Schotter an der Kander stehen ihrer Lagerung nach mit denen im Aaretal im Zusammenhang; sie müssen demnach auch genetisch miteinander in Beziehung gebracht werden.

b) Nicht nur die wagrechten Schotter verraten zum guten Teil fluvioglaziale Entstehung; ich fand auch in den schiefen Deltaschichten bei Uttigen, bei Glütsch und bei Hondrich-Stigweid teils gekritzte Geschiebe, teils Einlagerung von Grundmoräne; auf diese Verhältnisse müssen wir noch zu sprechen kommen.

Im alten Deltagebiet der Kander haben wir (mit Zollinger, l. c., p. 21–23) zwei Ablagerungsgebiete zu unterscheiden, ein südliches und ein nördliches, die voneinander durch die Rundbuckelzone Spiez-Glütsch-Zwieselberg getrennt werden. Diese Felszone wird von der Kander in ihrem jüngsten Taleinschnitt bei Glütsch durchquert. Der im Flussbett aufragende Felsbuckel wird hier von typischer Aaregletschermoräne überlagert, wie Fig. 4 zeigt;[2]) es ist dies wohl eine Ufermoräne aus der Zeit, als der Gletscher etwa bis Wichtrach reichte. Damals hatte sich der Kandergletscher bereits vom Aaregletscher getrennt, und seine Zunge endete in der Gegend von Hondrich-Spicherweid;[3]) hier finden sich nämlich entsprechende Ablagerungen (vergl. Fig. 5): a) liegende Moräne (auch von Zollinger festgestellt); dann folgen in ca. 640 m Höhe b) schiefe, sandige Kiese und Sandschichten, in denen gekritzte Geschiebe stecken; darüber c) wagrecht geschichtete Moräne und d) im Hangenden

---

[1]) Eine Annahme, die schon Arnold Escher von der Linth ausgesprochen hatte; vergl. Lit. 7, S. 59.

[2]) Wahrscheinlich gehört sie mit der Kalkblock-Moräne der Wasserfluh, die Bachmann beschrieben hat (Lit. 7, S. 80), zusammen.

[3]) Die oberhalb Wimmis im Simmental beobachteten Schotter beweisen, dass sich der Simmegletscher damals schon recht weit zurückgezogen hatte. Die Schotter im Diemtigtal östl. Diemtigen entstanden wohl in einer früheren Phase der Riss-Eiszeit.

mächtige, ungeschichtete Moräne: letztere gehört wohl der letzten Eiszeit an.

Wir haben hier also Uebergang von Moräne in Deltaschichtung in aller Deutlichkeit vor uns.

Die schiefen Bildungen lassen sich talabwärts — aber ohne gekritzte Geschiebe — ununterbrochen der Kander und der Simme (von Wimmis an) entlang bis oberhalb der dem Felsbuckel aufgelagerten Moräne bei Glütsch verfolgen; südlich davon gehen sie in wagrecht gelagerte und dann schwach südlich fallende graue Schlammschichten über. Demnach bestand hier ein Stausee, dessen Spiegel anfänglich — nach dem Delta von Hondrich-Stigweid zu schliessen — in 640 m, später in 630 m und endlich in 610 m Höhe lag. Offenbar wurde dieser See durch den Aaregletscher gebildet, dessen Lage

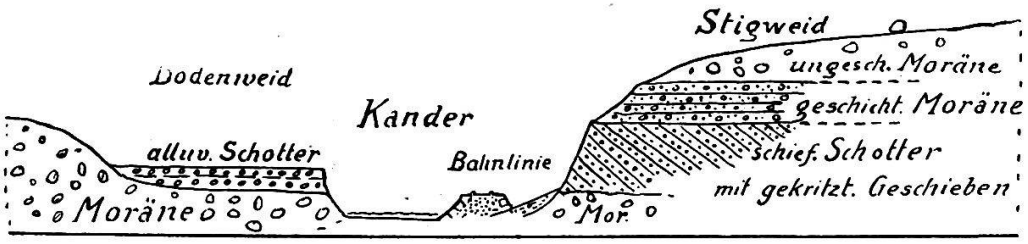


Fig. 5. Profil des Kandertales w. Hondrich.

sich allmählich verändert haben mochte, so dass sich zu einer bestimmten Zeit der Stausee zwischen den beiden Gletschern in 620 m Höhe bis Spiez und Faulensee hinzog; hiefür sprechen Schotter, die von Zollinger und Gerber besprochen worden sind.

Den wagrechten Moränenbänken von Stigweid-Hondrich entsprechen wagrechte Schotterbänke, die über den Deltaschichten liegen, namentlich im nördlichen Ablagerungsgebiet. Sie dürften auch im südlichen Gebiet überall vorhanden gewesen sein, sind jedoch stellenweise durch Erosion entfernt worden; an ihre Stelle ist alluvialer Terrassenkies getreten. Wagrechte Schotterschichten, die die schiefen überlagern, gehören zu jeder Deltabildung; denn, indem die durch schiefe Schichten bewirkte Aufschüttung in den See hinein wächst, muss sich der einströmende Fluss durch Ablagerung von wagrechten Bänken ein Gefälle schaffen.

Aus der Lage der schiefen und der wagrechten Schotter geht hervor, dass das nördliche Ablagerungsgebiet zeitlich nach dem südlichen aufgefüllt wurde.

Im nördlichen Ablagerungsgebiet, das sich von der Gegend von Glütsch nordwärts im Aaretal befand, finden wir ausser der angeführten Moräne im Liegenden die bekannten schiefen Deltaschotter des Strättlighügels, darüber wagrechte Schotter, und im Hangenden endlich mächtige jüngere Moräne. In den schiefen, zum guten Teil aus stark verkitteten Sandschichten bestehenden Ablagerungen, fand ich östlich Glütsch auf dem rechten Kanderufer ein dünnes Band von Grundmoräne.

Am Glütschbach beobachtete ich deutliche Wechsellagerung von Moräne mit Deltaschichten, in solchen bemerkte Lehrer F. Wuillemin einen eckigen Gneisblock. Dies sind deutliche Hinweise auf die glaziale Entstehung des damaligen Thunersees, der hier bis ca. 600 m hinauf reichte; aber er dürfte kaum die Lage des heutigen Thunersees gehabt haben; denn noch lag hier der Aaregletscher; von seinem Rande brachten Schmelzströme die mächtigen Schotter, die wir über Thierachern, Uttigen, Thungschneit das Aaretal abwärts, teils als Deltaschotter, teils in wagrechten Bänken, verfolgen können. Die allmähliche Abnahme der Deltaschichten beweist uns, dass mit zunehmender Verschüttung gleichzeitig der Seespiegel sank. [1])

Fragen wir uns aber nach der Stauungsursache dieses im Aaretal, also im Zungenbecken des Aaregletschers gelegenen Sees. Seine Bildung hing offenbar mit den Verhältnissen im Seeland zusammen.

Hier trat am Ende der Riss-Eiszeit bei zurückgehendem Rhonegletscher eine starke Verschotterung ein; diese erreichte stellenweise eine bedeutende Mächtigkeit, und die Schotteroberfläche lag in der Gegend von Kerzers, Fräschels und Kallnach in 500 m Höhe, also 60 m über der heutigen Sohle des Grossen Mooses. In der genannten Gegend befand sich die Einmündung des riss-eiszeitlichen Aaretales. Die hier eingetretene Aufschüttung um 60 m musste sich ohne Zweifel auch talaufwärts geltend machen; daher die Ablagerung der 50 m mächtigen «Karlsruheschotter», wobei der Aaregletscher noch in der Nähe gewesen sein dürfte. Während dieser ausserhalb seines Endes akkumulierte, blieb sein Zungenbecken vor Verschüttung verschont; als sich nun der Gletscher zurückzog, füllte sich das Becken mit Wasser und hierauf mit verschwemmter Moräne und Glazialschottern.

Das Einschneiden in die mächtigen Schotterbildungen, die im Aaretal gegen das Ende der Riss-Eiszeit eine gleichmässig geneigte

[1]) Die Deltaschichtung bei Kirchdorf in 604 m dürfte, da sie in der Umgebung fehlt, durch einen lokalen Stausee bewirkt worden sein.

Oberfläche aufgewiesen haben mochten — wir erhalten für dieselbe zwischen Wichtrach und Kerzers ein Gefälle von 3,4 ‰ —, vollzog sich nun in der letzten Interglazialzeit, und zwar beanspruchte dieser Vorgang jedenfalls eine sehr lange Zeit; denn die Tiefenerosion musste von unten beginnen, also im untern Aaretal bei Aarau, früher, wohl unmittelbar nach dem Maximum der Grossen Eiszeit im Rheintal, wo die Hochterrasse stark abgetragen erscheint.

Das Aaretal hatte noch lange nicht seine frühere, wohl kaum die heutige Breite, dagegen grössere Tiefe erreicht, als die letzte Eiszeit begann.

IV. Die Würm-Eiszeit im Aaregebiet.

Auch während dieser Epoche stand der Aaregletscher lange unter dem Einfluss des Rhonegletschers, dessen Rand von Schwarzenburg zum Gurten und Grauholzberg gegen Burgdorf verlief.

Aus dieser Zeit stammen gut erhaltene, vielfach wallförmige Moränen, die sich öfters weithin in ihrem Verlauf verfolgen lassen, und schön entwickelte Schotterfelder mit meist lockeren Kies- und Sandschichten. Demgemäss vermögen wir mit viel grösserer Sicherheit, als dies bei den früheren Eiszeiten der Fall war, die maximale Ausdehnung des Aaregletschers und verschiedene Rückzugs-Stadien zu unterscheiden.[1]) Die Darstellung der Baltzer'schen Karte ist jedoch an vielen Stellen ungenau und umfasst zudem nicht das ganze Moränengebiet.

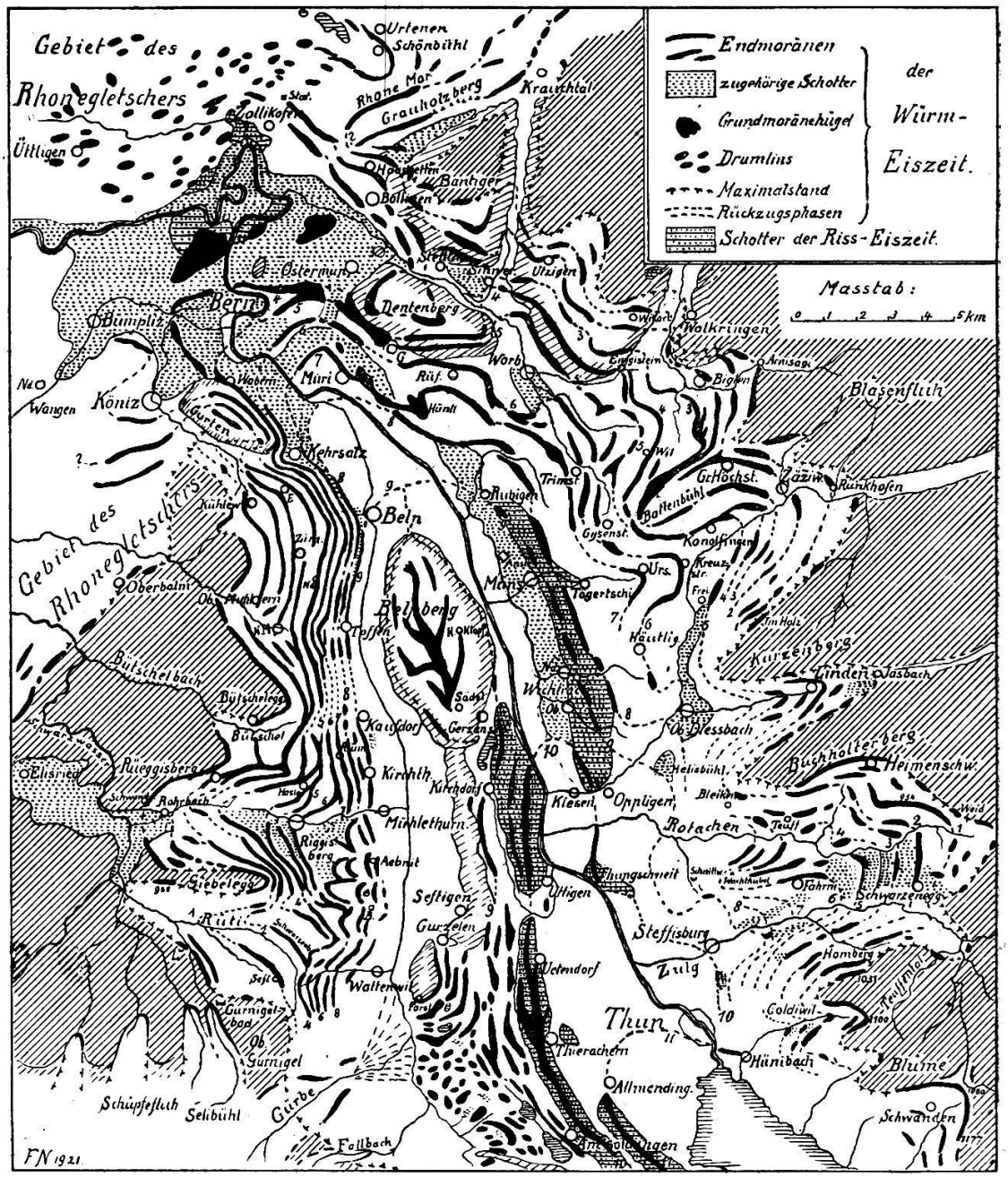
Wir unterscheiden zwei Ufermoränenzonen, eine linke und eine rechte, das Stirnmoränengebiet von Bern und eine Mittelmoränenzone; diese zieht sich vom Belpberg gegen Süden bis in die Gegend von Spiez hin. Jede Zone hat ihren eigenen Charakter. Der Verlauf der Moränen ist in hohem Grade durch die Beschaffenheit des Untergrundes bedingt. Aus der geographischen Verbreitung und der Zahl der Endmoränen und der dazugehörigen Schotterfelder lassen sich Schlüsse auf die verschiedenen Gletscherphasen oder -Stadien gewinnen. Die besten Anhaltspunkte hiezu ergeben sich in der linken Ufermoränenzone (vergl. Kärtchen Fig. 6).

---

[1]) B. Aeberhardt und Ed. Gerber haben versucht, nach der Verbreitung der Moränen die verschiedenen Phasen des Gletscherstandes festzustellen (Lit. 2, 19 u. 20). Ich kann ihren Darstellungen nicht überall zustimmen, weil zahlreiche Vorkommnisse nicht berücksichtigt worden sind.

1. Die linke Ufermoränenzone.

Dieselbe zieht sich westlich des Gürbetales vom Fusse der Stockhornkette nach dem Gurnigel, sodann über Giebelegg und Längen-


Gebiet des Rhonegletschers
Endmoränen
zugehörige Schotter
Grundmoränehügel
Drumlins
Maximalstand
Rückzugsphasen
der Würm-Eiszeit.
Schotter der Riss-Eiszeit.
Masstab:
0 1 2 3 4 5 km
Urtenen
Schönbühl
Rhone Mor
Grauholzberg
Krauchtal
Zollikofen
Ütligen
Bern
Ostermund
Bümpliz
Dentenberg
Worb
Walkringen
Biglen
Arnisäg.
Blasenfluh
Köniz
Wangen
Kehrsatz
Belp
Belpberg
Mühlethurn
Kirchdorf
Kiesen
Oppligen
Rotachen
Uttigen
Seftigen
Gurzelen
Steffisburg
Zulg
Thun
Thierachern
Allmending
Hünibach
Goldiwil
Blume
Schwanden
Schwarzenegg
Heimenschw.
Buchholterberg
Kurzeibberg
Linden
Jasbach
Giebelegg
Rüti
Gurnigel
Schüpfefluh
Selibühl
Gürbe
Fallbach
Oberbalm
Elisried
Rueggisberg
Butschelbach
Kaufdorf
Gerzensee
Mühlethurn
Riggisberg
Aebnit
Walterswil
Gurnigelbad
Ob. Gurnigel
Ueltendorf
Fahrni
Hamberg
Kaltenmatt
Bleiken
Tüfi
Thungschneit
Trimstein
Gysenst.
Rubigen
Mühlenen
Urs.
Kreuzmatt
Jagertschi
Häutlig
Wichlen
Ob. Diessbach
Helisbühl
Bolligen
Ostermund
Ulzigen
Wyler
Gümligen
Bolligen
Kaufdorf
Kirchlh.
Tafelfluh
Kühlen
Zimmerwald
Ob. Muhlern
Gurten
Webern
Müri
Rüf.
Hünli
Wil
Gr. Höchst.
Zäziwil
Rüeggisberg
Rohrbach
Schwarzenegg

ausgezeichnet. Immerhin finden sich auch hier verschieden gestaltete Abschnitte. An drei Stellen sinkt das Bergland bedeutend unter die oberste Gletschergrenze der Würm-Eiszeit, nämlich 1. südlich der Giebelegg bei Rüti, 2. nördlich der Giebelegg im Talzug Riggisberg-Rohrbach und 3. südlich des Gurtens im Gurtentälchen. Ausserdem finden sich auch auf dem Längenberg zwei Einsattelungen, je eine im Quellgebiet des Bütschelbachs und des Scherlibachs. In diese Vertiefungen, von denen bereits früher die Rede war (Abschnitt II), streckte der Aaregletscher nicht nur während seines Maximalstandes, sondern auch in den ersten Rückzugsstadien der Würm-Eiszeit, mehr oder weniger grosse Seitenlappen hinab. Im allgemeinen bestehen die Moränen aus vorwiegend eckigem Gesteinsmaterial; aber neben ungeschichteten treten häufig geschichtete Partien auf, oft mit Deltastruktur.

a) Ablagerungen des Maximalstandes.

Moräne dieses Standes liegt am Gurnigel in 1130 m, an der Giebelegg in 1065 m, nördl. Rüeggisberg und an der Bütschelegg in 1000 m, westl. Zimmerwald in 940 m und auf dem Gurten in 860 m.

Am Nordhang der östl. Stockhornkette findet sich Moräne mit Gasterengranit zwischen Fallbach und Rufigraben in 830 bis 1100 m Höhe; dieses Vorkommen, das schon von Buchmann erwähnt wird (Lit. 7, S. 109), darf jedoch nicht als beweisend für den höchsten Gletscherstand betrachtet werden; Steilheit der Hänge und Lokalgletscher haben hier offenbar die Grenze des Erratikums herabgedrückt. (Ueber die eiszeitliche Lokalvergletscherung der Stockhornkette vergl. Lit. 24, S. 150—152.)

Ein anderer Grund, der uns veranlasst, eine etwas höhere Gletschergrenze anzunehmen, liegt in den Gefällsverhältnissen. In der letzten Eiszeit reichte der Kandergletscher im Kandertal am Nordhang des Gerihorns bis 1540 m hinauf; danach erhalten wir bis zum Fallbach auf 23 km ein Gefälle von 19 ‰, vom Fallbach bis zur Ostseite des Gurnigels auf 7 km gar kein Gefälle.

Am Osthang des Gurnigels liegt nämlich wallförmige Moräne in 1105 m Höhe bei Seftigschwand; aber auch westlich davon, am Nordabhang auf der präglazialen Terrasse, ist Jungmoräne aufgeschlossen, nämlich nordöstlich und nördlich des Bades bei Blattenbach in 1120—1130 m (hier mit Gesteinen des Simmegletschers Hornfluhbreccie, Couches rouges), ferner am Weg gegen Lasweid

in 1100 m, in 1009—1041 m, in 977 und in 930 m; hier sind deutliche Wälle, die nordwestlich ziehen, zu erkennen. An mehreren Orten, so bei Seftigschwand, Lasweid und am Südhang der Giebelegg, fand ich neben Aare- auch Rhoneerratikum; letzteres — vertreten durch Valorsine-Konglomerat und Arollagneis (vergl. auch Lit. 7, S. 109) — stammt aus der Riss-Eiszeit, als der Rhonegletscher am Gurnigel bis 1320 m hinaufreichte; es wurde in der Würm-Eiszeit durch Lokalgletscher und den Aaregletscher, die sich in dieser Gegend berührten, talwärts verfrachtet. Auch westlich des Längeneybades ist gemischte Moräne vorhanden. Der Aaregletscher muss damals eine 6 km lange seitliche Zunge zwischen Gurnigel und Giebelegg nach Westen geschoben haben. Sie stand auf der Ostseite der Giebelegg in 1065 m Höhe und reichte bis in die Gegend von Bundsacker und Schwand; denn Moräne findet sich bei Hausmattern in 1030 m, auf dem Flühboden beim hinteren Falli und bei P. 955, oberhalb «Kükern».

Ebenso ausgeprägt war die seitliche Zunge, die sich gleichzeitig zwischen Giebelegg und Längenberg gegen Westen vorschob. Entsprechende Moränen lassen sich am Nordabhang der Giebelegg, südl. Almendhaus in 1020 m und südl. Holenweg in 1000 m bis zur Vorderen Stierenweid in 940 m, ferner nördl. und westl. Rüeggisberg von Oberzelg in 1000 m gegen Unter-Hangenbach, Kellen bis Ober-Schwanden, P. 897, verfolgen.

Weniger gross waren die Seitenlappen, die auf dem Längenberg in die Tälchen des Bütschel- und des Scherlibachs hinunterstiegen; Erratikum lässt sich nordöstlich Rüeggisberg über Tiefenbrunnen bis Nieder-Bütschel und 2 km westlich von Obermuhleren bis Stierenweid nachweisen. Moräne dieses Gletscherlappens zieht sich nördlich der Bütschelegg über Furen (960 m), Uecht (950 m), Nordhang des Imihubels (940 m) und Bumishaus (Aufschluss in 890 m); nördlich des Baches von Kaiseren gegen Aeppenacker (Aufschluss bei P. 851) und von hier in breiter Wallform nordwärts gegen Almend nach dem Hubelholz 940 m, westlich Zimmerwald. Von hier weg findet sich Moräne im Kühlewil-Wald, dann über P. 894 südlich Egg (oberhalb Loch aufgeschlossen); dem Höchststand der Würm-Eiszeit sind ferner die erratischen Blöcke am Nordhang des Zingg in 900 bis 920 m und Moräne am Ulmizberg zuzuweisen. Eine über 250 m mächtige Eismasse des Aaregletschers lag im Gurtentälchen und reichte bis zur Gurtenhöhe (860 m), vielleicht noch höher hinauf, wobei sie sich zwischen Schlierenberg und Jennershaus mit dem

Rhonegletscher berührte; östlich der beiden Gehöfte treffen wir nämlich noch typische Aargletscherblöcke an; besonders zahlreich sind Eisensteine des Dogger, dann folgen Gneis, Protogin und Gasterengranit. Der Kamm des Gurtens besteht aus Moräne; sie ist bei P. 844 aufgeschlossen.

Auch im mittleren und südlichen Teil dieser Moränenzone tritt unter den Findlingen der Eisenstein ganz auffallend hervor. Ferner finden sich in der ganzen Zone Grimsel-Protogin, Gneis und Gasterengranit; Gesteine des Simmegletschers wie Hornfluhbreccie, Couches rouges, grobe Niesenflyschbreccie und Mocausakonglomerat fand ich nur in der Südhälfte, und zwar vorwiegend in den oberen Moränen, ein Beweis, dass der Simmegletscher auf die grossen Gletscher hinauffloss und rasch an Masse abnahm.

Das gesamte Gefälle der Gletscheroberfläche betrug, vom Gurnigel nach dem Gurten gemessen, 14‰.

b. Ablagerungen der Rückzugsphasen.

In der linken Ufermoränenzone lassen sich zahlreiche Rückzugsmoränen nachweisen, und zwar schwankt ihre Zahl zwischen 6 bis 9. Lokal tritt Verdoppelung eines Walles ein, wodurch die Zahl der Moränen noch grösser wird. Auf grössere Erstreckung hin, nämlich von Wattenwil bis Belp, konnte ich 8—9 Moränenzüge feststellen. Die älteren höheren Moränen liegen meist auf den breiten Terrassen, die wir als Reste der präglazialen Landoberfläche gedeutet haben. Nicht überall tritt die Wallform deutlich hervor; häufig sind Moränen als schmale Terrassen ausgebildet: Entweder ist zwischen Wall und Hang ein Schotterfeld der seitlichen Gletscherbäche entstanden, oder die Vertiefung ist später durch angeschwemmten Gehängeschutt ausgefüllt worden. Sehr schön sind seitliche Schotterfelder in der Gegend von Riggisberg entwickelt, die alle auf der Ostseite von einer Moräne begrenzt werden, so bei Muri in 815 m, bei «Auf Gsteig» in 810 m, beim Schloss in 800 m und westlich Egg in 777 m. Schmäler sind Moränenterrassen auf dem Längenberg bei Zimmerwald. An einigen Orten sind an steileren Abhängen durch angelagerte Moräne schmälere, aber deutlich hervortretende Terrassen entstanden.

Unter den zahlreichen Moränenzügen tritt einer durch Form und Längserstreckung besonders deutlich hervor; ihm folgt am Längenberg auf etwa 6 km Länge die Strasse Kehrsatz-Niederhäusern-

Gschneit; ich nenne ihn nach einem Weiler die Niederhäusern-Moräne. Sie senkt sich von 883 m Höhe nordwestlich Gutenbrunnen auf 750 m südlich Kehrsatz, setzt sich am Osthang des Gurtens bei Unter-Gurten in 700 m gegen «im Mätteli» fort und geht sodann in die bekannte Endmoräne von Bern über, die sich vom Steinhölzli nach dem Friedbühl und Donnerbühl zieht.

Aelter als diese gut ausgesprochene Ufermoräne sind drei andere Moränen, die sich sowohl auf dem Längenberg als auch in der Gegend von Riggisberg stellenweise gut erkennen lassen; deutlicher sind vier jüngere Rückzugsmoränen ausgebildet, die am Westabhang des Gürbetales parallel zu einander verlaufen. Wir erhalten somit auf weite Erstreckung hin acht Rückzugsmoränen und wollen versuchen, ihren Verlauf kurz anzugeben (vergl. Kärtchen).

Moräne der 1. Rückzugsphase. Diese verläuft in geringem Abstand von der obersten Gletschergrenze. In diesem Stadium streckte demnach der Gletscher noch westliche Seitenlappen in die Talungen bei Rüti, Riggisberg, Bütschel und Muhleren hinab.

Der Eisrand verlief damals, den Moränen entsprechend, von Seftigschwand in 1105 m gegen NW, dann in 1020—1030 m am Osthang der Giebelegg, gegen P. 974 südl. Holenweg, Wolfboden, Holzhaus, Vordere Wiler Almend nach Tannschachen und Rohrbach hinab (hier Moräne in Schotterterrasse 770 m übergehend); ferner über die Terrasse von Rüeggisberg 950 m zum Thanwald, über P. 943 gegen Bütschelmatten und Ober-Bütschel, von hier gegen Brünnlisweid, 978 m durch den Rattenholzwald nach Oberblaken 932 m, senkte sich gegen Neuhaus und Unter-Bumishaus, stieg nördl. Obermuhlern 910 m nordwärts über Im Wald 896 m und Weiermattwald, senkte sich über Rüschegg 864 m und Hohfuhren westl. Kühlewil 850 m. Auf dem Gurten dürfte ihr die Moräne in 840 m entsprechen. Das gesamte Gefälle betrug 15,5 ‰.

Moräne der 2. Rückzugsphase. Auch in dieser Phase überschritt das Eis die Einsattelungen in der Wasserscheide an den genannten Stellen; aber die Seitenlappen waren nun merklich kleiner. Der Verlauf des Gletscherrandes wird durch folgende Moränen angedeutet:

Westl. Wattenwil: Rücken des Schwarzenbergs in 1030 m; Giebelegg: Weid 920 m und 980 m, Almendhaus 970 m, Hinter-Holenweg P. 951, Stutzweid P. 921 und Eichbühl. Oestl. Rüeggisberg: Moräne «Hüsi»-Thanwald, gegen Knabenried, von Holzwein gegen NW über P. 945, Ober-Rattenholz, Tiefmätteli, Niederblaken, nördl. Ober-

muhlern: P. 881 Tanngut, dann breiter Wall über Höch westl. Pfrund, gegen Unteren Wald (hier doppelt), Englisbergwald-Kühlewil, östl. Gummersloch in 800 m; Fortsetzung auf den Gurten in 803 m, Aegerten und Terrasse Aebersold in 800 m. Gesamt-Gefälle: 12,5 ‰.

Moräne der 3. Rückzugsphase. Diese ist an der Giebelegg und auf dem Längenberg stellenweise recht deutlich entwickelt; dort zieht sie von Plötschweid in 968 m gegen Vorder-Holenweg P. 941 nach Ober-Stutz hinab; östl. Rüeggisberg von Hohefuhren gegen Mättiwil zu P. 995 im Thanwald, von hier als mächtiger Wall in nord-nordöstl. Richtung gegen Leuenberg P. 960, hierauf gegen Ober-Muhlern, stellenweise doppelt oder dreifach, dann nordwärts, östl. Zimmerwald, über Tannholz und Buchrain gegen Englisberg bis P. 786; Fortsetzung am Gurten: Südl. Gurten-Dorf bis Grünenboden und Spiegel, 713 m.

Der 4. Rückzugsphase gehört die Niederhäusern-Moräne an, die wir bis zu der grossen Endmoräne von Bern nachweisen konnten. Verfolgen wir diese Moräne gegen Süden hin, so finden wir ihre Fortsetzung südlich der Gutenbrunnenfluh in 890 m bei Hermiswil; als deutlicher Wall steigt er gegen Hasle zu 900 m an, zieht dann gegen Südwesten über Tromwil und endet in 870 m auf der Kante der hohen Terrasse, die steil zur Riggisberg-Talung abfällt. Südlich von dieser steigt eine entsprechende Moräne bei der Säge von Krottenbach dem Nordabhang der Giebelegg entlang gegen Südosten zum Thanrain und Schnarz zu 920 m empor, zieht von hier südwärts gegen Hubel 940 m; dann setzt sie sich südlich von Plötsch gegen Südosten über den Hügel von Ober-Grund und Würzen bis zu P. 944 fort; von da lässt sie sich südwärts über Rütigrund, Vorder-Schwarzenberg und von hier als Wall, der den Biberzenbach nach NW abgelenkt hat, über die Punkte 1007, 1026 und 1046 bis zum Westrande des Lieneggwaldes westlich Gmeis verfolgen. Gesamtgefälle = 21 ‰.

Die jüngeren Rückzugsmoränen sind an mehreren Stellen als deutliche Wälle entwickelt, so westlich Gmeis und Wattenwil, ferner in der Gegend von Riggisberg und am Osthang des Längenbergs zwischen Toffen und Kehrsatz; dagegen findet sich eine Lücke zwischen Kaufdorf und Toffen; diese ist durch einen postglazialen Bergsturz verursacht worden, der die Moränen überdeckt hat. Westlich Gmeis setzen vier staffelförmig angeordnete Moränenwälle am Nordrand des Lieneggwaldes mit nördlicher Richtung ein. In der Gegend von Riggisberg zeigen sie dagegen, vor den seitlichen Talöffnungen,

häufig einen bogenförmigen Verlauf; besonders auffällig zeigt sich diese Tatsache bei den jüngsten Moränenzügen.

Die 5. Rückzugsmoräne lässt sich über folgende Quoten und Orte verfolgen: Westl. Gmeis: P. 983, Gstöss, westl. Burgistein: Aussergrund — Unter Plötsch, Miescheren, westl. Riggisberg: Auf Gsteig (hier doppelt, ein Wall westlich), sodann Otzenbach, — Hirzboden, auch hier doppelt, östl. Hasle P. 847, Weiermatthölzli, oberhalb Toffen: Boden 800 m, Fallenbach 787, P. 804, Gruben, Hofmatt, P. 743, 738, Haulistahl P. 710, westl. Kehrsatz P. 624, fällt am Gurten mit der «Mätteli»-Moräne zusammen.

Die 6. Rückzugsmoräne hat folgenden Verlauf: Westl. Gmeis-Q. 963, Finstermoos, westl. Burgistein: Heimenried 920 m, Höhenried, P. 897 nördl. Laasberg, P. 885, östl. Grabmatt P. 827, Ob.-Elbschen, P. 841, Küherhaus; westl. Riggisberg: Schloss (südl. davon doppelt). Hinter-Gasse, Kirche von R. 800 m, P. 843 westl. Eibrunnen, Eiwald, Weiermatt P. 780, Schlosswald; Ober-Toffen P. 759, Bannmatt, Hirzenmoos, Kohlholz, Lischeren (doppelt), Aebnit 670 m, östl. Haulistahl, Hungert. Osthang des Gurtens nordwestl. Kehrsatz in 640 m, oberhalb Breitenacker. Ende: Klein-Wabern in 570 m. Gesamt-Gefälle: 20,5 ‰.

Die 7. Rückzugsmoräne verläuft wie folgt: Westl. Gmeis: 900 m, P. 911 bei Säge, bei Burgistein: Heimenried P. 880, Ober-Lehn, Beisseren, Flachseren, Weierboden (eine zweite bogenförmige Moräne westl. In der Breiten), Ober-Schönegg (eine zweite bogenförmige Moräne über Unter-Elbschen) östl. Riggisberg: bei Eggweid gegen P. 786 (eine zweite Moräne bei Egg); an diese Moräne schliesst sich westwärts eine breite Schotterterrasse in 760—770 m. Fortsetzung der Moräne: Buchlen, Buchlenwald, Schloss Rümligen, Weid; bei Toffen: P. 654, Neuhaus, Hohliebe, Mutten, Lochacker, Hubel P. 629, Muheimeren; bei Belp: Hohstrick 600 m, Eppenried 570 m, Schliermatt, Falkenhaus, Lohn, hier in 560 m Uebergang in Schotterterrasse Kehrsatz-Stockacker.

Die 8. Rückzugsmoräne liegt westl. Wattenwil in 833 m und zieht über Schwarzmoos P. 833, Dörishaus 800 m, Nieder-Schönegg-Aebnit in 740 m, bei Brüggelen 710 m, im Buchholz in 690—700 m, zwischen Kirchthurnen und Kaufdorf in 640—660 m über Rümligen und Nillen. Südlich Toffen in 590 m, Zelg, nördl. Toffen: Schloss P. 579, Riedlen, Siegart; bei Belp: Oberried, P. 563, Steinibach, Siechenhaus: hier Uebergang in Schotterterrasse mit Deltastruktur; Schluss auf einen Gletscherrandsee; das Gletscherende lag, nach

Schotterbildungen zu schliessen, die östl. Lohn und bei Gasslematt in 530 m vorkommen, bei Seelhofen.

Eine 9. Rückzugsmoräne lässt sich von Burgistein bis nach Toffen verfolgen. Sie senkt sich von 752 m bei Badersmad über Nieder-Schönegg, P. 737, und Aebnit zunächst auf 660 m bei Mühlebach, dann zu P. 655, Freudegg, Pontel P. 668, Kirchthurnen 620—611 m, Büzmatt (bei P. 602 m Deltastruktur), P. 596 östl. Rümligen, Stutz, Fallesen 580 m bei Kaufdorf; südl. Toffen als Terrasse bei Stängelen P. 556, und nördl. Toffen bei Hübeli aufgeschlossen; hier ebenfalls Deltaschotter. Der Gletscher reichte wohl bis Belp, wo bei Räbi wirr gelagertes Fluvioglazial vorkommt.

2. Die rechte Ufermoränenzone.

Diese reicht von der Blume am Thunersee bis zum Bantiger; sie ist im Gegensatz zur westlichen Zone sehr stark gegliedert: Sechs Seitentäler öffnen sich gegen das Aaretal, die Täler der Zulg, der Rotachen, des Diessbachs, des Kiesenbachs, des Biglenbachs und das Lindental; dazu kommen noch zwei Ausbuchtungen östlich Biglen und nördlich Worb. Demgemäss ist der Verlauf der Moränen häufig unterbrochen. Doch lassen sich auch hier zahlreiche Phasen des Gletscherstandes feststellen. Sowohl im Maximalstand der Würm-Eiszeit als auch in mehreren Rückzugsphasen war der rechtsufrige Gletscherrand sehr gelappt; eine grosse seitliche Gletscherzunge stiess in der von Zulg und Rotachen durchflossenen Gegend von Langenegg und Buchholterberg, eine etwas schmälere in der Gegend Konolfingen-Zäziwil und eine kleine östlich Diessbach bei Linden vor; andere Eislappen lagen östlich Schlosswil und Worb. Ferner machte sich die Gestaltung des Worblentales in der Verteilung des Eises geltend. Auch in der Art des Materials zeigen sich Eigentümlichkeiten: die Moränen dieser Zone weisen ausserordentlich viele Gerölle der bunten Nagelfluh auf; diese wurden von den Bächen und Flüssen geliefert, welche die hier gut vertretene Nagelfluhzone durchschneiden.

a) Moränen des Maximalstandes.

An der Blume lässt sie sich östlich Goldiwil bei Bodenweid in 1076—1110 m, bei Homberg am Dürrenberg in 1031 m und beim Ausgang des Teufentals bei Ständeli in 990—1000 m feststellen.

Bei Ober-Langenegg ist sie durch einzelne Hügel östlich Schwarzenegg in 940—955 m, wie Oberbühl, Oberhubel, Schäferhübeli,

Aettenbühl, zu erkennen, ferner bei Weid und P. 951 südlich Wachseldorn, lässt sich sodann von Zugmatt an über Bühlzaun gegen Heimenschwand, von hier als Terrasse in 1030 m westwärts über Zihl und Schafegg bis Schaubhaus (1000 m) verfolgen und tritt südlich Egglen noch in 940 m auf.

Oestlich Diessbach verläuft die höchste Moräne unterhalb der Aeschlen-Alp von 1030 m bei Jünten-Egg über P. 1021 und 991 gegen Bareichti, Knubel, Krähenbühl, Schindelacker, P. 967 Eriz bis P. 954 südlich Jasbach, wo sie in Schotter übergeht. Am Südhang des Kurzenberg liegt sie in 960 m bei Strangstall.

Am Nordabhang dieses Bergzuges findet sich Moräne des Konolfinger-Eislappens in 920 m bei «Im Holz», östlich Ober-Hüningen, P. 911 «Lehnhubel» (hier stark geschottert, mit viel Geröllen der bunten Nagelfluh); spärlicher werdende Moräne lässt sich nach dem Widenhubel südlich Oberhofen hinab verfolgen. Nördlich des Kiesentales findet sich Moräne zwischen Rünkhofen und Weissental, ferner im Zäziwilgraben bei Schwalbennest in 850—860 m (bei Käneltal Stauschotter), westwärts als Terrasse in 850 m bis Mörsberg; von hier nordwärts im Kleinrothwald in 900 m, von da über Stöckern nach Arnisage in 820 m (Schleife); dann bei Schafroth in 840 m und Dürrethan.

Eine Eiszunge endete bei Walkringen; zugehörige Moräne liegt zwischen Niederwil und oberhalb Wikartswil (bei P. 848 aufgeschlossen), sodann östlich Bangerten in 820 m, zieht nordöstlich Radelfingen gegen Littewil und Birchi (821 m).

Eine andere Zunge erstreckte sich bis zum Krauchtalberg hinab; das Eis war bei Lindenthal noch 250 m mächtig, reichte es doch am Bantiger bis 830 m hinauf, so bei Wintelen und nördlich Bantigen bis 820 m. Moräne, mit Rhone- und Aarematerial gemischt, zieht über den Kamm des Grauholzberges von P. 775 über P. 823 und 794 gegen Sädelbach.

Aehnlich wie in der westlichen zeigt sich auch in der östlichen Moränenzone die Erscheinung, dass sich die Moränen der Seitenlappen nach den Seitentälern hin senken. Dies ist auch bei den Rückzugsmoränen der Fall. Der Zahl nach sind dieselben in den verschiedenen Seitengebieten verschieden entwickelt. Im Zulg-Rotachengebiet ist ihr Zusammenhang schwer zu erkennen, östlich Diessbach ist ihre Zahl kleiner als anderswo; klarer ist ihr Verlauf von Konolfingen-Zäziwil bis Bolligen.

b) Die Rückzugsmoränen im Zulg-Rotachengebiet.

Es lassen sich hier zunächst vier Rückzugsphasen deutlich nachweisen; dabei sind Moränen meist mit Schotterfeldern verknüpft; letztere liegen ausserhalb, also östlich der Moränen, fallen aber nicht von diesen weg, sondern gegen sie zu; häufig in Kiesgruben aufgeschlossene Deltastruktur beweist, dass wir es hier mit Stauschottern der Zulg zu tun haben: vor dem Eisrande bildete sich jeweilen ein See, in dem die Zulg ihre Geschiebe ablagerte. Solche Schotterfelder liegen in 917—921 m, in 890 m, in 870 m, in 860 m, in 840—856 m, endlich in 730 m; sie verraten sechs verschiedene Gletscherstände.

Südlich der Zulg finden sich Moränen in vier verschiedenen Höhenlagen, nämlich in 980—1020 m bei Heiligenschwendi und Enzenbühl, in 950—970 m Im Bödeli, in 900—940 m bei Dreiligass und Angischbühl, in 850—870 m, von Güttli über Gappen, Niederboden, Furen bis Trimmlen ziehend (stellenweise mit Schotter wechsellagernd) und in 700—730 m bei Weid, östlich davon eine Schotterterrasse in 730 m.

Bei Langenegg verläuft die 1. Rückzugsmoräne in kurzem Abstand zur äussersten Gletschergrenze, östlich Schwarzenegg in 940 bis 950 m über Bühlwald, Unterhubel, Heimenegg-Altenbann, P. 954, von hier westwärts zu P. 993, dann nordwärts über P. 996 gegen Badhaus, westwärts Längenacker, Scheidweg, Unter-Schaubhaus 990 m.

Die 2. Rückzugsmoräne ist als bekannte Moräne von Schwarzenegg in 934 m gut ausgesprochen; der hier stehende Gletscher verursachte die in 917—921 m liegenden Stauschotter. Die Fortsetzung der Moräne findet sich bei Rohrimoos, Mäusenest, Bruchenbühl, Brühl, Oberer Hubel und Kilchweg, stets in 910—920 m Höhe.

Die 3. Rückzugsphase wird durch Schotterfeld und Moräne in 880—890 m westlich Schwarzenegg (Brüggetlisgraben-Kalkofen-Hühnermoos) und Moräne in Heimenegg-Balm in 880—920 m und zwischen Wissbach und Teuffenbach markiert. Wahrscheinlich bewirkte schon damals der von Moräne bedeckte, 915 m hohe Molasserücken von Fahrni eine Zweiteilung der Gletscherzunge.

Der 4. Phase entsprechen Schotter in 871 m und Moräne bei Bachgraben und Fuchsegg, der 5. Phase gleiche Bildungen in 840 m bei Kreuzweg; Moräne lässt sich westwärts über Bach und Lood verfolgen; eine entsprechende Moräne liegt nordöstlich Lueg bei

Hüttenhubel in 845—854 m, eine jüngere in 830 m (Aeschlisbühl-Schupposen).

Nördlich Steffisburg bei Wolfgrube in 685 m abgelagerte Moräne deutet auf eine viel spätere Rückzugsphase hin.

c) *Rückzugsmoränen im Kiesental.*

Oestlich Diessbach lassen sich bei Linden vier Rückzugsphasen unterscheiden; die Moräne der ersten zieht von Krähenbühl über Knuppen, die der zweiten liegt östlich der Strasse Grafenbühl-Linden-Fuhrachen in 920 m; die 3. Moräne ist in Terrassenform bei Hubel, von Grafenbühl über Benzli bis P. 908, von hier westwärts gegen Reckiwil zu erkennen. Die 4. Phase wird durch Moränenterrasse in 820—850 m angedeutet.

Weitere Rückzugsphasen werden durch ausgeprägte Schotterterrassen verlangt, die nördlich, östlich und südlich Diessbach in 675 m (Hasli-Freimettigen), 665 m und in 610 m liegen; bei Helisbühl mit Deltastruktur.

Im obern Kiesental sind Moränen von sechs Rückzugsphasen zu erkennen, nämlich bei Rünkhofen, Zäziwil, Mirchel, Konolfingen und Kreuzstrasse; dazu kommen Moränen bei Ursellen und ö. Münsingen.

Moräne der 1. R.-Phase findet sich bei Unterm Holz in 880 m, sodann bei Ober-Hünigen, Reutenen, Rünkhofen und Mörsberg.

Moräne der 2. Phase: westl. Ober-Hünigen bei Lochmatt und Schaffeld, bei Zäziwil im Oberschulhubel, als Terrasse zieht sie in 735 bis 800 m über Lenzligen gegen Höchstetten, von da westwärts in den Hürnbergwald.

3. Rückzugsmoräne: Oestl. Hünigen bei Auf dem Grund und Appenberg, westl. Zäziwil: der Erlessenhubel von P. 721—764.

4. Moräne: Nordöstl. Hünigen bei Wyler und Stutz, dann Letthubel bei Mirchel und Galgenhubel-Konolfingen. Von da über die Terrasse Ebnet und Ballenbühl, hierauf nordwärts über Hürnberg zu P. 774 ö. Herolfingen.

Eine 5. Phase ist durch Moräne angedeutet, die bei Hünigen über Margel und Schaufel zieht; die entsprechende nördliche Moräne scheint mit dem Galgenhubel-Konolfingen-Wall zusammenzufallen.

6. Moräne: Stalden-Kreuzstrasse-Donistbach; dann Locherte Wald und Gysenstein.

7. Moräne: Von P. 666 westl. Unter-Lochenberg über Leimgruben, P. 668 und Schloss Ursellen. Fortsetzung: Tannlimatt, Leimacker nördl. St. Tägertschi.

Westlich Tägertschi verläuft eine 8. Rückzugsmoräne von Grundmatt P. 621 über Dürrenberg und von Grabental nordwestl. gegen Herrenholz. Südl. Grundmatt lässt sie sich über Eichmatt, Farneren und Gauchheit bis Ober-Wyl in 650 m verfolgen.

Diesem Moränenzug verläuft ein jüngerer parallel, der von Nieder-Wyl (östl. Wichtrach) über Dürrmühle, Herrlichkeit P. 602, Rütenen, Sauerbrunnen, Stutz (östl. Münsingen) westl. Schwand (in 540—560 m) bis südl. Rubigen über Riss-Schotter nachweisbar ist; hier sehr verflacht.

Die zwischen Konolfingen und Gysenstein bis 920 m aufragende Erhebung, der Ballenbühl genannt, der den Hürnbergwald trägt, ist ein von Moräne bedeckter Molasse-Rundbuckel mit wenig gegliederten Hängen. Von hier weg bis zum Bantiger-Massiv treten die Moränenzüge übersichtlicher hervor als in den eben betrachteten Gebieten.

d) Die Rückzugsmoränen zwischen Ballenbühl und Bantiger.

Aus ihrem Verlauf ergibt sich eine nach und nach deutlicher werdende Teilung in eine Hauptgletscherzunge und eine Worblentalzunge, getrennt durch den Dentenberg.

Die 1. Rückzugsmoräne verläuft wie folgt: Klein-Roth 820 m, Egg 830 m, Bachmann, Grippelen 810, nördl. Wikartswil in 800 m, östl. Bangerten, Heustrich 807 m, Amsoldingen, Spirchen P. 754, Krayenbrunnen, Hohfuhren, Bantigen 724 m, Gässliacker-Weisshaus (hier Uebergang in Schotterfeld Wolfeich-Lutzeren).

2. Rückzugsmoräne: Thalibühl- (westl. Höchstetten, P. 791)-Neuhaus-Hasli- (P. 790) Biglen, Buche, Stierengrund (P. 759)-Hagmatt (südl. Wikartswil), Bangerten, Radelfingen, Utzigen; Egghubel, Flugbrunnen-Habstetten (P. 653 und 634).

3. Rückzugsmoräne: Thali (westl. Höchstetten)-Gwattberg-Enggisthubel, Hinter-Worbberg, Bangertenhubel, P. 798 w. Bangerten, Ebnit s. Utzigen; Terrasse: Obermoos 650 m.-Unter-Aeschi. Dentenberg: Unter- und Ober-Dähle-Hinterholz, Ostermundigen-Berg (P. 732)-Schattseite-Deisswilwald, Deisswil (hier Uebergang der Moräne in Schotter mit östlich fallenden Deltaschichten), Schwandiwald, P. 620, Hühnerbühlhubel-Bolligen-Schneckenhubel-Mannenberg.

4. Rückzugsmoräne: Schöner, langer Wall von P. 774 (östl. Herolfingen über Schlosswil (P. 763) und Ried; Ober-Enggistein-Vorder-Worbberg-Steinacker-Bachertal-Dachsholz (nördl. Vechigen), Bollhölzli, Sinneringen: Schotterterrasse Ebnit (hier Ende der Worblentalzunge). Moräne auf dem Dentenberg: Giebel (P. 727)-Lätthubel-Grossholz-Birchiwald, Rütibühl-Tägetlihubel; westlich davon beginnt bei der Waldeck die grosse Stirnmoräne von Bern.

5. Rückzugsmoräne: P. 752 (westl. Herolfingen), Huttibühl-Kummergut-Birchi-Lochern, P. 690 (östl. Richigen), Längmatt (östl. Worb), Eggwald (P. 683)-Vechigenkirche-Büchli (hier Ende der Worblentalzunge); auf dem Dentenberg: Neuhaus-Scheyenholz-Wauch P. 634, Birchiacker P. 596.

6. Rückzugsmoräne: Buchli-Bühl (östl. Trimstein)-Richigenzelg (östl. Verdoppelung bei Stockern und Rohrmoos)-Eichmatt (westl. Richigen), (bei Weiden südl. Worb Uebergang in Fluvioglazial, hier also Ende einer seitlichen Zunge). Fortsetzung: Rüti-Wieslen-Alp; Ausser-Stalden-Rüfenacht-Alte Aegerten-Rohrhöhe (südlich Gümligen).

7. Rückzugsmoräne: Obermoos-P. 649 westlich Trimstein-Gschneitwald-Vielbringen-Maurmoos-Kleiner und Grosser Hünliwald.

8. Rückzugsmoräne: Burgacker südl. Beitenwil, Schattholz-Eichholz-P. 570-Blumisberg-Eichlihubel (P. 613 südl. Allmendingen)-Bergli (P. 604)-Vorder-Märchligen. Verfolgen wir diesen Moränenzug von Beitenwil weg gegen Süden, so treffen wir auf die über Grabental (östl. Münsingen) ziehende Moräne.

Im allgemeinen ergibt sich eine gute Uebereinstimmung hinsichtlich Zahl und geographischer Verbreitung der Moränenzüge in den beiden Ufermoränenzonen.

3. Die Stirnmoränenlandschaft von Bern.

Das Charakteristische dieser Landschaft besteht in der Verknüpfung von hufeisenförmigen Moränen mit ausgedehnten Schotterfeldern, die als Terrassen zu beiden Seiten des tiefeingeschnittenen postglazialen Tales erscheinen.

Diese Moränen stammen aus den späteren Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit. Im Maximum und während der ersten drei Rückzugsphasen stand der Aaregletscher mit dem Rhonegletscher im Zusammenhang, der das nördliche bernische Mittelland bedeckte. A. Baltzer folgerte aus dem Vorkommen von Rhoneblöcken bei Bol-

ligen auf einen späteren Vorstoss des Rhonegletschers in jene Gegend; mir erscheint diese Annahme überflüssig: Rhoneerratikum der Riss-Eiszeit oder des Maximalstandes der Würm-Eiszeit wurde wohl durch den Aaregletscher dorthin verfrachtet.

Ablagerungen des Aaregletschers aus der 2. und 3. Rückzugsphase finden sich in der Gegend von Zollikofen, Moosseedorf und Schönbühl. Hier liegt lockeres Aare-Fluvioglazial, stellenweise auch Moräne, unter Rhonegletschermoräne. Als Ergebnis zahlreicher Beobachtungen glaube ich annehmen zu dürfen, dass in der 2. Rückzugsphase der Aaregletscher bei zurückgehendem Rhonegletscher selbständig bis in die Gegend von Schönbühl vorstiess und dann in der 3. Phase auf die Linie Mannenberg-Bottisacker-Station Zollikofen-Hirschenfeld-Hubel zurückging. In diesem Zeitpunkt stiess der Rhonegletscher bis Schönbühl vor, wobei er sich an der eben genannten Linie mit dem Aaregletscher berührte und dessen frühere Ablagerungen überdeckte. Auf Stauwirkung durch die Gletscher deuten die ausgedehnten diluvialen Lehmlager von Zollikofen hin, die mit Grundmoräne vermischt sind.

Zwischen Zollikofen und Bern findet sich Moräne bei Beaulieu-Enge, Rossfeld, im Wilerholz und bei der Waldau, die von J. Bachmann (Lit. 8, S. 8) als äusserste Endmoräne von Bern bezeichnet wurde. Doch sprechen verschiedene Gründe gegen diese Auffassung; erstens das Fehlen von dazugehörigen Schottern, sodann die auffallende Flachheit bei ansehnlicher Breite dieser Moränen und drittens das ausschliessliche Auftreten von Grundmoräne; von sehr schlammiger Beschaffenheit ist diese namentlich östlich Wankdorf. Alle diese Tatsachen sprechen eher für Drumlinformen.

Die Merkmale einer gut ausgesprochenen Stirnmoräne finden wir bei der «Moräne von Bern» am besten entwickelt: Deutliche Wallform, Mischung von Grund- mit Oberflächenmoräne, vielfach geschotterte Zwischenlagen und Verknüpfung mit einem breiten, von der Moräne wegfallenden Schotterfeld. Alle diese Tatsachen führen uns zur Annahme, dass der Gletscher hier relativ lange geweilt hat; diese Phase entspricht am besten dem Zürcher Stadium des Linthgletschers; sie ist in unserem Gebiet die 4. Rückzugsphase. Das regelmässige Gefälle der Schotterfelder, die sich von 560 m gegen Nordwesten und Westen senken, beweist, dass sich der Rhonegletscher vom Aaregletscher getrennt hatte; sein Ostrand lag, nach Beobachtungen über Lagerung von Fluvioglazial zu schliessen, in der Gegend von Thörishaus-Rosshäusern (vergl. Lit. 33, S. 15).

Der 5. Rückzugsphase entspricht die Schosshalden-Gryphenhübeli-Moräne; diese erscheint gleichsam als Verdoppelung der grossen Endmoräne; in entsprechender Weise lässt sich in beiden Ufermoränenzonen die 5. Ufermoräne stets in geringer Entfernung von der 4. verfolgen.

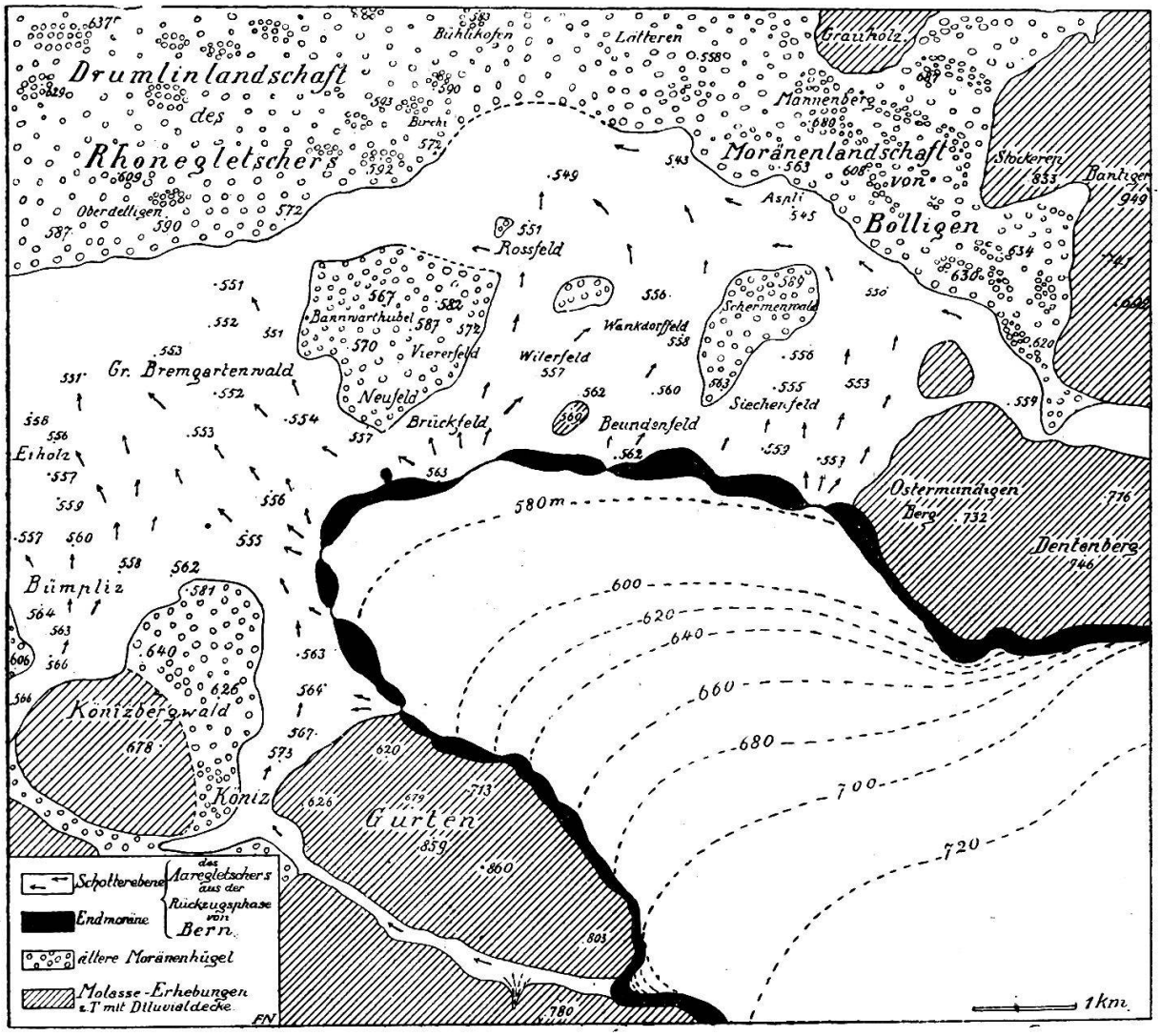


Fig. 7. Lage der Endmoräne von Bern (4. Rückzugsphase).

Die 6. Rückzugsphase ist durch die Moräne: Melchenbühl-Wittigkofen-Hintere Schosshalde-Brunnadern gekennzeichnet, die sich bei Gümligen und Klein-Wabern an die zugehörigen Ufermoränen anlehnt. Nördlich der Brunnadern dehnt sich Fluvioglazial auf dem Lindenfeld in 557—560 m aus.

Die 7. Rückzugsphase war von längerer Dauer; dies geht aus der wohlgeformten Stirnmoräne und dem ausgedehnten dazugehörigen

Fluvioglazial hervor. Erstere lässt sich vom Grossen Hünliwald über P. 586 Aebnit-Muri und Egghölzli gegen Elfenauhölzli verfolgen. Diese Stirnmoräne ist halbkreisförmig von Fluvioglazial umsäumt (Gümligenfeld, Scheueracker und Murifeld). Auf dem linken Ufer entspricht diesen Feldern die breite Schotterterrasse, die sich

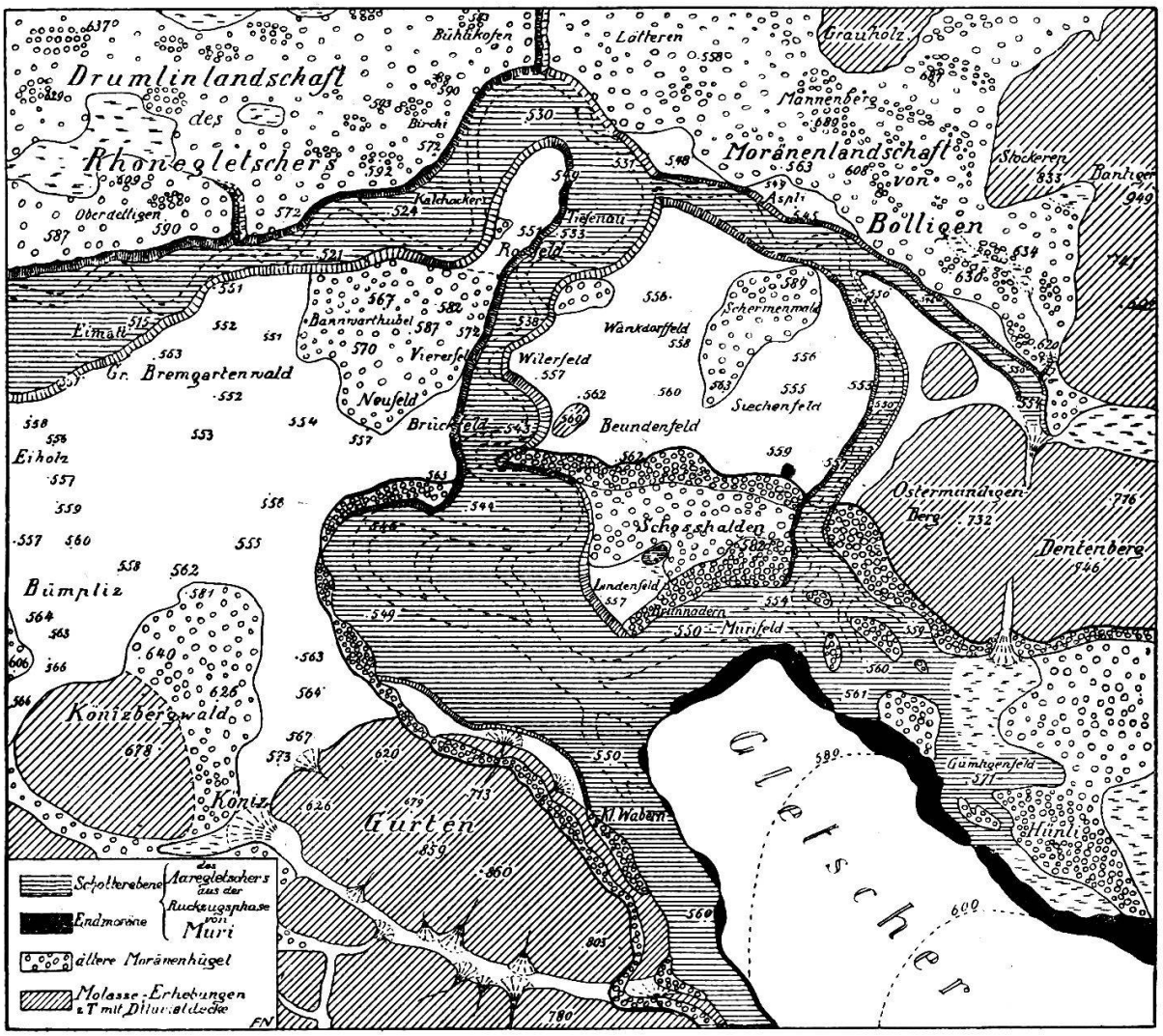


Fig. 8. Lage der Endmoräne von Muri (7. Rückzugsphase).

von Kehrsatz über Wabern und Morillon nach Weissenbühl hinzieht; sie findet ihre Fortsetzung aareabwärts in der 40 m hohen Terrasse von Bern u. s. f. (Vergleiche hierzu das Kärtchen Fig. 8).

Eine Stirnmoräne der 8. Rückzugsphase ist nicht vorhanden; sie ist offenbar zerstört worden und dürfte südlich Muri bei Seelhofen gelegen haben; entsprechende Schotter lassen sich von hier aareabwärts verfolgen (20 m-Terrasse). Die dieser Phase zugehörigen

Ufermoränen sind im Gürbetal bis Belp und im Aaretal bis in die Gegend von Allmendingen nachgewiesen worden.

Moränen weiterer Rückzugsphasen finden sich im Aaretal oberhalb Rubigen und Wichtrach und im Mittelmoränengebiet zwischen Belpberg und Spiez.

4. Das Mittelmoränengebiet.

In diesem unterscheiden wir mehrere nach Orographie und Form der Moränen verschieden gestaltete Untergebiete : 1. den Belpberg, 2. die Hügellandschaft von Kirchdorf, 3. die Moränenlandschaft von Amsoldingen, 4. die Landschaft von Spiez.

a. Dem tafelförmigen Belpberg ist eine überaus mächtige Mittelmoräne aufgesetzt, die in nahezu süd-nördlicher Richtung verläuft und die auf beiden Seiten von niedrigeren Moränenwällen begleitet ist.

Die Hauptmoräne erreicht im Kutzen (Harzeren) die Höhe von 894 m; sie entstand wohl erst in der 1. und 2. Rückzugsphase. In der 3. Phase bildeten sich die Ausläufer: bei Vogelg'sang P. 820 und Simleren-Schmiedenbach (790—820 m). In der 4. Phase ragte die Mittelmoräne ganz aus dem Eise empor; denn damals reichten die Gletscher hier nicht über 850 m hinauf; sie lagerten die Moränenzüge Schlatt-Eggenhorn-Schönbrunnen und Sädel-Kohlacker-Klapf ab. Jüngere Moränen liegen in geringer Mächtigkeit auf niedrigeren Terrassen, so südlich Schönboden in 690—720 m und bei Kehr in 630—640 m.

b. Die Hügellandschaft von Kirchdorf erstreckt sich von Gerzensee bis zu der Quertalung von Seftigen; sie besteht aus mehreren süd-nördlich gerichteten Hügelzügen; der westlichste ist eine aus Molasse (meist Nagelfluh) aufgebaute Zone von Rundbuckeln, die steil gegen das Gürbetal abfällt. Die übrigen Hügelzüge sind Moränen mit mächtigem Schottersockel (Riss-Sch.); wir haben es hier offenbar mit Ufermoränen des Aaregletschers der 8. 9, und 10. Rückzugsphase zu tun.

Als der Aaregletscher in der 8. Rückzugsphase bei Seelhofen endete, verlief seine rechte Flanke über Allmendingen, Beitenwil, Grabental, Dürrenberg und östlich Wichtrach in 630—640 m gegen Ober-Wyl.

Ufermoränen einer 9. Rückzugsphase lassen sich zu beiden Seiten des Aaretales bis nördlich Münsingen nachweisen; das Vorkommen

auf der Ostseite von Wichtrach bis Schwand wurde bereits angegeben. Die linke Ufermoräne findet sich bei Schlupf, nördlich Gerzensee, und zieht von hier über Pfannacker-Buhlenzelg-Hintere Zelg-Kirchdorf-Stockeren-Noflen und Hubel (Stoffelsrüti). Diese Moräne ist allerdings stellenweise nur sehr wenig mächtig, so bei Hintere Zelg; ihr parallel zieht sich eine fast geradlinig verlaufende Moräne von Thalgut südwärts über Bergacker, Buchlen bis Kienersrüti.

In diesen beiden Phasen wurde das untere Kiesental durch den Gletscher verbaut, und es kam in den entstandenen Stauseen zur Bildung der ausgedehnten Schotter, die bereits angegeben sind. Zeitweise entwässerte sich der See durch das «Thal» Herbligen-Ober-Wichtrach.

Südlich von Wichtrach finden wir zu beiden Seiten der Aare Moränen, die einer 10. Rückzugsphase entsprechen dürften. Oestlich der Aare zieht sich diese Moräne über die Schotter Thungschneit gegen Kohlmatt und durch den Kiesenwald und vom Schloss Kiesen P. 584 gegen Murachern. Auf dem linken Ufer hebt Moräne bei Unter-Jaberg an und zieht südwärts bis Limpach südwestlich Uttigen. Durch den Gletscher wurde auch jetzt noch das Kiesental verbaut, ebenso das Zulgtal; hier finden sich Schotter bei Schwandenbad.

Unterhalb Murachern beginnt eine Schotterterrasse, die sich 9 bis 10 km weit aareabwärts verfolgen lässt (Simfelder, Neuhaus, Anstalt Münsingen, Hunziken); ihre Höhe beträgt anfangs nur 2 m, nimmt talabwärts jedoch zu, bis 11 m. Die 10. Rückzugsphase dürfte dem Bühlstadium Brückners entsprechen.

c. Die Moränenlandschaft von Amsoldingen. Darunter verstehen wir das zwischen Aare-, Gürbe- und Stockental gelegene Gebiet, das im Süden bis an die Kander, im Norden bis zur Einsattelung von Seftigen reicht. Diese von Desor zuerst geschilderte, äusserst abwechslungsreich gestaltete Landschaft besteht aus Felsrundbuckeln, Längsmoränen, kuppigen Kurzmoränen, Seebecken und Torfmooren. Zwei Felserhebungen treten besonders hervor, im Süden der 830 m hohe Zwieselberg, ein 7 km langer Kalksteinrücken, und im Norden der 750 m hohe Riedhubel, ein Molasserundbuckel; an beide sind Moränenwälle und Kuppen angelagert. Die Kurzmoränen sind schwarmweise in der westlichen Hälfte des Gebietes angeordnet und zeigen in ihrer Gestalt und Anordnung die Merkmale von

Drumlins; sie sind wohl zu einer Zeit entstanden, als der Aaregletscher sich gegen Westen, nach dem Gürbetal hin ausbreitete, also in einer Rückzugsphase der Würm-Eiszeit.

In der östlichen Hälfte finden wir mehrere parallel zu einander von Süden gegen Norden streichende Moränenzüge, die wir mit den eben betrachteten Rückzugsphasen des Aaregletschers in Zusammenhang bringen dürfen.

Ohne Schwierigkeit lässt sich hier die Fortsetzung der linken Ufermoräne der 10. Rückzugsphase feststellen, und zwar von Eichberg südwärts über Wildenrüti-Hubel-Goferi P. 645-Steghalden bis Galgacker, sodann südlich Dählimoos P. 673.

Die Ufermoräne der 9. Phase verläuft wie folgt: Hinterholz-Im Fronholz-Uetendorfberg-Hurschgasse- westlich Wahlen, bis hieher zieht ein zweiter Wall parallel über Dinkelbühl-Egg-Eiacker und Subel; sodann einfach: Sandbühl-Blattizelg-Amsoldingen (Schloss)-Tiefmatt-Linlachen-Weihermatt-Riederenwald-Mädern.

Der 8. Rückzugsphase scheinen mir die Moränenwälle anzugehören, die zwischen Gurzelen, Längenbühl und Forst halbkreisförmig am Ostabhang des Riedhubels in 670—700 m gelagert sind, ferner die Drumlinhügel, die westlich Uebischi und Amsoldingen liegen. Doch möchte ich diese Ansicht, mit Rücksicht auf den Verlauf der Moränen am Westhang des Gürbetales, nicht als absolut zutreffend hinstellen.

Mit grösserer Sicherheit dürfen wir die schöne Wallmoräne, die sich von Allmendingen bis Strättlingen hinzieht, einer 11. Rückzugsphase zurechnen. Auf dem rechten Ufer entspricht ihr die allerdings kurze Moräne, die vom Hünibach (Ried) über P. 616 nach der Bächimatt hinab verläuft.

d. Die Fortsetzung der eben angeführten linken Ufermoräne ist in der Gegend von Spiez sehr gut festzustellen, nämlich über Moosegg, Riederen, Vordem Wald, Kornweidli, Breiten (P. 673), dann über Salzbrunnen und Eigen westlich Faulensee.

Oestlich dieses Moränenzuges liegen deutliche Wallmoränen, die während einer 12. und 13. Rückzugsphase entstanden sein dürften; die ältere verläuft östlich Spiez über Schönegg gegen Hofacker (620 m) und südlich der Burgfluh in 600 m, hier den ehemaligen Nagelsee abschliessend, die jüngere Moräne zieht von P. 587 bei Faulensee nordwärts dem Seeufer entlang.

Schluss.

Fassen wir zusammen: Der Rückzug des Aaregletschers nach dem Maximum der Würmeiszeit spielte sich viel gleichmässiger und in zahlreicheren Phasen ab, als man bisher angenommen hat; es lassen sich Moränen von 13 Rückzugsphasen feststellen; unter den letzteren waren einige von längerer Dauer als andere.

Ueber die damaligen Entwässerungsverhältnisse, die Beziehungen des Aaregletschers zu den andern grossen Gletschern, die das Mittelland erreichten, und über Fragen der Talbildung in der Eiszeit ist man noch nicht genügend aufgeklärt; erneute eingehende Untersuchung und ausführlichere Darstellung wären daher wünschenswert.

Nachschrift: Die vorliegende Arbeit befand sich bereits im Druck, als die Abhandlung «Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland» (Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, 1921) von Paul Beck erschien.

Literatur-Verzeichnis.

1. *B. Aeberhard.* Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.
2. *B. Aeberhard.* L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. Eclog. geol. Helv. Vol. XI, 1912.
3. *F. Antenen.* Vereisungen der Emmentäler. Mitt. Nat. Ges. Bern 1901.
4. *F. Antenen.* Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. Eclog. geol. Helv. Vol. IX.
5. *F. Antenen.* Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. Eclog. geol. Helv. V. XI. 1910.
6. *P. Arbenz.* Bohrungen an der Aare unterhalb Bern. Mitt. Nat. Ges. Bern 1919, XXI.
7. *J. Bachmann.* Die Kander im Berner Oberland. Ein ehemaliges Gletscher- und Flussgebiet. Bern 1870.
8. *J. Bachmann.* Der Boden von Bern. Geognostische Skizze. Bern 1873.
9. *J. Bachmann.* Ueber die Grenzen des Rhonegletschers im Emmental. Mitt. Naturf. Ges. Bern 1882.
10. *A. Baltzer.* Der diluviale Aargletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. Beitr. zur Geolog. Karte der Schweiz. XXX. Lief. Bern 1896.
11. *A. Baltzer.* Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Ein geolog. Führer. Berlin 1906, V. Bornträger.
12. *E. Baumberger.* Ueber die Molasse im Seeland und im Bucheggberg. Verh. d. Nat. Ges. Basel, Bd. XV, 1903.
13. *E. Baumberger.* Beiträge zur Geologie von Biel und Grenchen. Verh. d. Nat. Ges. Basel, Bd. XXVI, 1915.
14. *E. Desor.* Die Moränen-Landschaft. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1874.
15. *Oskar Frey.* Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. Bd. XLI, Abh. 2, 1907.
16. *Roman Frei.* Monographie des Schweizerischen Deckenschotters, Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge. 37. Lief. Bern 1912.
17. *Ed. Gerber.* Ueber ältere Aaretalschotter zwischen Spiez und Bern. Mitt. Nat. Ges. Bern 1914.
18. *Ed. Gerber.* Resultate einiger Bohrungen in Bern und Gümligen aus dem Jahr 1919. Mitt. Nat. Ges. Bern 1919.

19. *Ed. Gerber.* Ueber den Zusammenhang der Seitenmoränen am Gurten und am Längenberg mit den Endmoränen von Bern und Umgebung. Mitt. Nat. Ges. Bern 1919.

20. *Ed. Gerber.* Neuere geologische Untersuchungsergebnisse aus der Umgebung von Bern. Mitt. Nat. Ges. Bern 1920.

21. *Jenny, Baltzer und Kissling.* Geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern. Masst. 1 : 25 000. Bern 1891.

22. *F. J. Kaufmann.* Emmen- und Schlierengegenden etc. Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lief. 24. I. T. 1886.

23. *F. Mühlberg.* Der mutmassliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1907. I. Bd., S. 91—111.

24. *F. Nussbaum.* Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. Jahresb. Geogr. Ges. Bern 1907.

25. *F. Nussbaum.* Ueber die Schotter im Seeland. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.

26. *F. Nussbaum* Neu aufgefundene errat. Blöcke im Napfgebiet. Mitt. Nat. Ges. Bern 1908.

27. *F. Nussbaum.* Diluvialbildungen zwischen Bern und Schwarzenburg. Ebenda.

28. *F. Nussbaum.* Die Täler der Schweizeralpen. Eine geographische Studie. Wiss. Mitt. Schweiz. Alpin. Museum, Bern 1910.

29. *F. Nussbaum.* Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers bei Wangen a. d. Aare. Mitt. Nat. Ges. Bern 1911.

30. *F. Nussbaum.* Talbildung im Napfgebiet. Mitt. Nat. Ges. Bern 1911.

31. *F. Nussbaum und B. Aeberhardt.* Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geolog. Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme. Eclog. geol. Helv. Vol. XI, 1912.

32. *F. Nussbaum.* Die Landschaften des Bernischen Mittellandes. Mitt. Nat. Ges. Bern 1912.

33. *F. Nussbaum.* Heimatkunde von Bern und Umgebung. Verl. Schweiz. perm. Schulausstellung Bern 1916.

34. *F. Nussbaum.* Ueber den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland nördl. von Bern. Eclog. geol. Helv. 1920.

35. *A. Penck und Ed. Brückner.* Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1903—1906.

36. *B. Studer.* Die natürliche Lage von Bern. Programm auf die 25. Stiftungsfeier der Hochschule. Bern 1859.

37. *B. Studer.* De l'origine des Lacs Suisses. Arch. des sc. phys. et nat. 1864. T. X.

38. *E. Zollinger.* Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. Diss. Basel 1892.